

江東深層地殻活動観測井の地質と首都圏地域の地質構造

著者	鈴木 宏芳
雑誌名	防災科学技術研究所 研究報告
巻	56
ページ	77-123
発行年	1996-02
URL	http://doi.org/10.24732/nied.00001074

江東深層地殻活動観測井の地質と首都圏地域の地質構造

鈴木宏芳*

Geology of the Koto Deep Borehole Observatory and Geological Structure beneath the Metropolitan Area, Japan

By

Hiroyoshi SUZUKI*

**National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan*

Abstract

The National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention has forwarded the construction of the deep borehole crustal activity observatory network around the Tokyo metropolitan area for the prediction research of earthquakes in this area. The fourth observatory, the KOTO deep borehole, 3030m in depth, was completed in Koto Ward, Tokyo in 1992.

In this paper, the geological and geophysical features of the KOTO borehole observatory and the geological structure beneath the Tokyo metropolitan area is described.

The geological sequence of the KOTO borehole observatory is summarized as follows:

Depth (m)	Formation	Lithology	Correlated stratum	Geological time
0-7.6		Buried soil		
7.6-67.5	A	Sandy silt, silt, mud and gravel	Alluvium	Holocene
67.5-115	B	Sand, silt, mud and gravel	Shimosa Group	Late Pleistocene
115-1677	C	Siltstone, silty mudstone, sandy siltstone, sandstone and gravel	Kazusa Group	Early Pleistocene -Late Pliocene
1677-2579	D	Siltstone, sandstone, gravel and tuff	Miura Group	Early Pliocene- Miocene
2579-3030	E	Sandstone, mudstone, chert, volcanic rocks and tuff	Chichibu System	Pre-Neogene

The geological structure of the Koto borehole observatory agrees very well with the velocity structure which was obtained by the refraction method in the north-western part of Tokyo Bay.

The geological and logging data of boreholes in the Kanto plain were compared, and it was clarified that all those under consideration were related to each other in the same stratum. This fact shows the possibility of estimating the geological structures from the geophysical data obtained by geophysical prospecting in this area.

The depth and thick distribution of the pre-Neogene System, Miura Group, Kazusa Group and Shimosa Group beneath the Tokyo metropolitan area were estimated using boreholes and geophysical prospecting data. The maximum depth of the basement is more than 3500m from the surface and has large ups and downs. The basement was buried gradually between the Neogene Period and the entire Kanto plain became a depositional basin in the period of the Kazusa Group. The Kanto plain emerged again in the period of the Shimosa Group. The center of the depositional basin moved from the southern area to the northern and northwestern area of the Kanto plain between the Neogene and Quaternary Period.

Key words: deep borehole observatory, Kanto plain, underground structure, geophysical logging.

*防災科学技術研究所 地震予知研究センター直下型地震予知研究室

1. はじめに

防災科学技術研究所では、首都圏地域の地震予知研究の推進を目的として、首都圏周辺に高感度地殻活動観測網の建設を進めている。首都圏地域は新第三紀以降の軟弱な堆積層が厚く堆積しているうえ、交通や経済活動に伴う人工的な振動が著しいために、通常の方法では地震予知研究に必要な高感度の地殻活動観測は不可能である。そのため、我々は、基盤（先新第三系）にまで達する深層地殻活動観測井（以下「深層観測井」と略す）を掘削し、その孔底で地震を初めとする各種の地殻活動の高感度観測を行う観測システムを開発した（高橋, 1982）。すでに 1979 年までに岩槻, 下総, 府中の 3 ケ所の深層観測井を完成して観測を行っている（高橋・他, 1983；鈴木・他, 1983；鈴木・高橋, 1985）が, 1991 年から新たに 4 番目の江東深層観測井を東京湾北西部の東京都江東区内の埋立地に建設した。観測井は 1992 年中に完成し, 順次地上施設や観測装置等の製作を行い, 1995 年春から観測が開始された。

江東観測井は東京湾北部で初めて基盤に到達した孔井であり, 多くの地質的な知見も得ることができた。本報告では, 江東観測井の構造等の概要、孔井地質及び本観測井の掘削によって明らかになった, 東京湾北部及びその周辺地域の地質構造について論述する。

2. 江東深層観測井の概要

2.1 掘削位置

掘削位置を図 1 に示す。掘削点の所在地とその緯度、

経度及び地表面の高度は次の通りである。

所在地：東京都江東区青海 2 丁目地先 中央防波堤
内側埋立地

北緯：35 度 36 分 29.0 秒

東経：139 度 48 分 55.9 秒。

高度：6.62 m (TP：東京湾平均海面)

掘削地は, 1970 年代に廃棄物の埋立地として, 東京湾を埋め立てた場所である。

2.2 観測井の構造

観測井の構造を図 2 に示す。掘削深度は地表面より 3030 m (TP より 3023.38 m) である。観測井はオールケーシング, オールセメンチングで仕上げられており, 観測装置の設置深度は, 地表面から 3000 m である。孔井の曲がり, 最大でも鉛直線から 1.0 度であった。観測装置が収納される部分は, 非磁性ケーシング (SUS 304 製) を用いた。なお, 深層観測井の目的, 観測装置の概要及び観測の成果等に関しては, 高橋 (1982) を参照されたい。

2.3 掘削工事

ドリリングチャートを図 2 に示す。敷地造成及び復旧工事を除いた工事日数は 134 日である。

2.4 コア及びカッティング採取

コア掘りは深度 400 m 以下で, ほぼ 200 m 毎に合計 14 ケ所で行った。1 ケ所の採取長は 3 m 以上とし, 1 度で採取長が 3 m に満たない場合は再度行った。コア掘りになるべく泥質部を対象とした。得られたコアを用いて各種の試験・分析を行った。その結果については 5 章以下

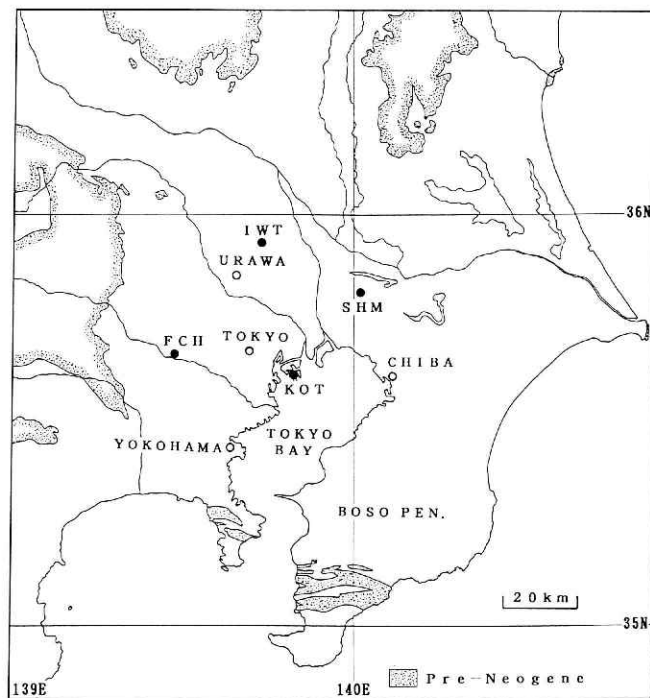


図 1 掘削位置図。黒丸は深層観測井を示す (IWT：岩槻, SHM：下総, FCH：府中, KOT：江東)。

Fig. 1 Location of the drilling site. Solid circles indicate the deep observation wells (IWT: Iwatsuki, SHM; Shimosha, FCH: Fuchu and KOT: Koto).

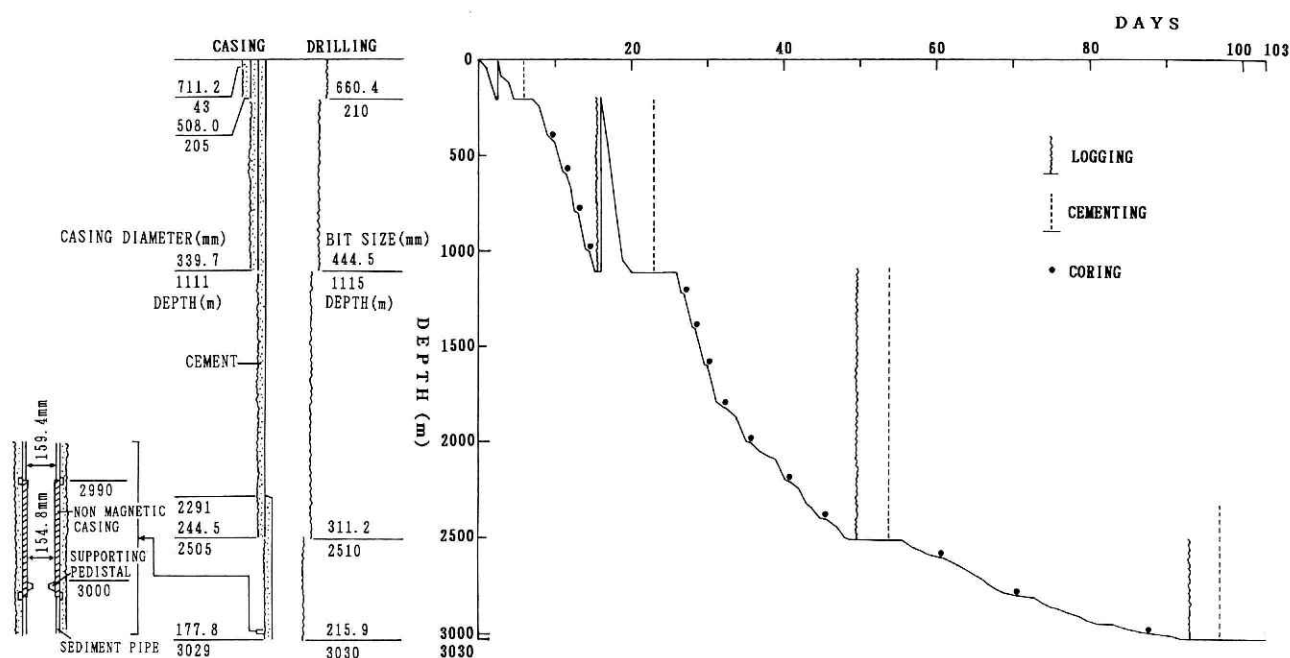


図2 江東観測井の構造及びドリリングチャート。

Fig. 2 Structure and drilling chart of the Koto observation well.

表1 コア採取記録。

Table 1 List of the drilled cores.

コア番号	コア掘り深度 (m)	掘進長 (m)	採取長 (m)	採取率 (%)	地 質
1-1	400.00～407.00	7.00	0.25	3.6	シルト岩
1-2	429.00～436.00	7.00	4.04	57.2	シルト岩、砂岩
2	600.00～607.00	7.00	4.49	64.1	砂岩、砂質シルト岩
3	800.00～807.00	7.00	6.65	95.0	シルト岩
4	1000.00～1007.00	7.00	7.00	100.0	シルト岩
5	1215.00～1222.00	7.00	7.00	100.0	シルト質泥岩、シルト岩
6	1401.00～1408.00	7.00	6.58	94.0	シルト岩、シルト質泥岩
7	1600.00～1607.00	7.00	7.00	100.0	シルト岩
8-1	1800.00～1805.00	5.00	0.00	0.0	
8-2	1820.00～1823.00	3.00	2.06	68.7	シルト岩
9-1	2000.00～2003.75	3.75	2.26	30.0	細粒礫岩
9-2	2082.00～2090.00	8.00	0.00	0.0	
10	2200.00～2207.00	7.00	4.14	59.1	シルト岩
11	2400.00～2407.00	7.00	7.00	100.0	シルト岩
12	2600.00～2603.20	3.20	3.08	96.3	砂岩、泥岩
13-1	2787.00～2789.56	2.56	2.15	86.0	砂岩、泥岩
13-2	2800.00～2801.50	1.50	1.38	98.0	泥岩
14-1	2995.00～2998.30	3.30	0.92	28.0	含礫泥岩
14-2	2999.00～3001.30	2.30	1.16	50.4	凝灰岩、泥岩

で述べる。表1にコア採取深度、採取長、採取率及び地質を示す。

カッティング採取は深度210 m以下で5 m 毎に行った。深度210 m までは、掘削作業の都合により、カッティング採取は行っていない。

2.5 物理検層

深度205 m 以下で各種の物理検層を行った。その項目及び実施深度を表2に示す。また、その結果については4章以下で述べる。温度検層はすべての孔内作業が終了してから22日後に行った。なお、検層作業及び解析はす

表2 物理検層項目一覧表。

Table 2 List of geophysical logging carried out in the Koto well.

検層項目	実施深度 (m)
インダクション	205.0～3030.0
S P	205.0～3030.0
音波速度	205.0～3030.0
地層密度	205.0～3030.0
地層傾斜	1110.5～3030.0
γ 線	205.0～3030.0
温度	0.0～2990.0
キャリハート	205.0～3030.0
セメントボンド	0.0～2998.0

べて Schlumberger 社が行った。

3. 孔井地質

3.1 地質柱状図

図3に地質観察結果及び物理検層結果を総合した総合地質柱状図を示す。210 m以深の岩相区分は、5 m毎に採取されたカッティング中の各岩石の含有比率を表示した百分率柱状図である。本井では210 mまではカッティングを採取しなかったが、ほぼ同じ位置で深度81.3 mの土質ボーリングを実施したので、地表から深度81.3 mまではその結果を図示した。従って、深度81.3 mから210 mの間が地質データの得られなかった区間である。また、物理検層結果は、得られた検層原図から2.5 m毎に測定値を読み取って作図したものである。音波検層結果は、原図の時間表示 ($\mu\text{sec}/\text{ft}$) を速度 (km/sec) に換算して示した。なお、S波速度検層、セメントボンド検層等の結果は示していない。

なお、以後示す深度は、断わらない限りすべて地表面からの深度である。基準面 (TP: 東京湾平均海水面) の深度に換算するためには、6.62 mを減ずればよい。

3.2 地層層序

地質柱状図及び物理検層結果から、本井の地質は最上部の埋土層 (深度0 m～7.6 m) を除いて、上位からA, B, C, D及びEの5層に大別される。

(1) A層 (深度7.6 m～67.5 m)

上位からA₁及びA₂の2層に細分される。A₁層はシルト、A₂層は細砂及びシルトを主とする。

A₁層 (深度7.6～40.8 m)

上部及び下部は細砂ないし砂質シルトで、中部は厚いシルト層である。最下部には貝殻片を多量に含む。N値は最下部を除き6以下で、非常に軟らかい。

A₂層 (深度40.8 m～67.5 m)

下部から上部に向かって、粗粒部から細粒部に变化するサイクルが4回認められる。粗粒部は細砂ないし砂質シルト、細粒部はシルトを主とする。N値はシルト部で10ないし20、砂質部で30ないし50以上で、A₁層に比べて圧密が進んでいる。

(2) B層 (深度67.5 m～81.3 m)

深度67.5 mから71.7 mまでは細砂で、部分的に礫を含む。71.7 mより78.6 mまではシルト及び粘土で腐植物を含む。78.6 m以下は砂礫となり、土質ボーリングの掘止深度まで続く。上位層との関係は不整合と考えられる。

(3) C層 (深度210 m～1677 m)

上位からC₁～C₈の8層に細分される。上部及び下部はシルト及び砂質シルトを主とし、砂及び礫を挟む。中部はシルト及びシルト質泥を主とし、砂礫層を含む。上位層との関係は、試料不採取のため、不明である。

C₁層 (深度210 m～500 m)

灰色シルト岩を主体とし、砂礫層を挟在する。礫は直径4 mm以下の細礫がほとんどで、300 mより上部では角礫、下部では円礫を主体とする。礫種はチャート及び砂岩が主である。砂は中～粗粒の石英砂が多い。350 mより下部には軽石の挟みがあり、特に410 m付近、435～460 mには多量に存在する。多くの部分で貝化石が見られ、また、240 m及び440 m付近には植物化石が存在する。

C₂層 (深度500 m～705 m)

640 m付近から上部では緑灰色砂質シルト岩、下部では緑灰色シルト岩を主体とする。530 m～555 m、630 m～660 m間では砂礫が卓越する。礫は細礫が多く、形は円礫を主とする。礫種は砂岩や泥岩が多い。535 m～550 m間には軽石を多く含み、550 m～590 m間にも少量含まれる。660 mよりも下部ではスコリア及び軽石を少量含む。560 m付近に少量の貝化石を含む。

C₃層 (深度705 m～868 m)

緑灰色シルト質泥岩よりなり、少量の細粒砂岩を含む。780 m付近に少量の礫、860 m付近に少量の軽石を含む。

C₄層 (深度868 m～943 m)

礫、粗粒砂岩及び灰色シルト岩よりなる。礫は細～小礫で、円礫を主とする。礫種は砂岩、泥岩が多い。

C₅層 (深度943 m～1005 m)

灰色シルト岩よりなり、少量の細礫及び砂を含む。

C₆層 (深度1005 m～1408 m)

緑灰色シルト質泥岩を主体とし、細礫及び砂を挟む。1180 m～1205 m間は礫、砂をやや多く含む。1150 mより下部には軽石及びスコリアを含むが、特に1195 m～1200 m間には軽石が多量に存在する。1390 m～1395 m間には凝灰岩が存在する。

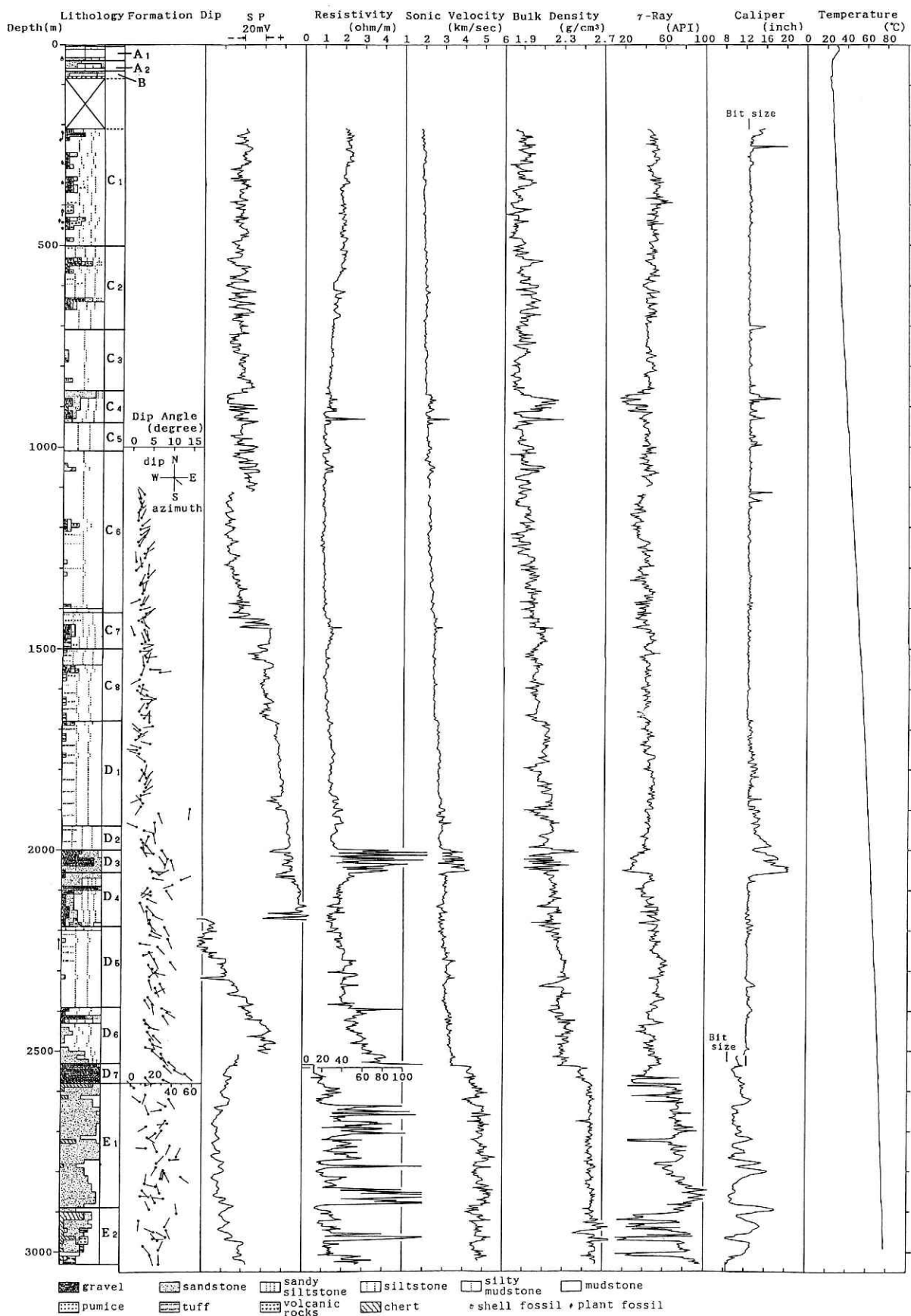


図3 江東観測井総合地質柱状図.

Fig. 3 Geological column and results of the geophysical loggings of the Koto observation well.

C₇層 (深度 1408 m~1495 m)

緑灰色~灰色砂質シルト岩を主体とし、細礫、砂及び黄褐色砂質凝灰岩とスコリアを挟在する。凝灰岩、スコリアは1465 m以下で多い。1440 m~1480 m間は礫、砂がやや多い。

C₈層 (深度 1495 m~1677 m)

1545 m付近を境にして、上部は緑灰色~灰色砂質シルト岩、下部は灰色シルト岩を主体とし、細礫、砂、黄褐~灰褐色砂質凝灰岩を挟在する。1545 m~1560 m間では礫、砂がやや多く存在する。凝灰岩は全層に分布する。

(4) D層 (深度 1677 m~2579 m)

上位からD₁~D₇の7層に細分される。上部はシルト岩を主体とし、凝灰岩を挟む。中部は砂質シルト岩、砂岩及び礫岩を主とする。下部はシルト岩を主体とし、砂岩、礫岩を挟む。基底部は礫岩よりなる。上位層との関係は不整合である。

D₁層 (深度 1677 m~1940 m)

緑灰色~灰色シルト岩を主体とし、砂質凝灰岩を全層に含む。1770 mより上部では少量の細礫がある。

D₂層 (深度 1940 m~1998 m)

暗灰色~緑灰色砂質シルト岩を主体とし、少量の砂質凝灰岩を含む。

D₃層 (深度 1998 m~2058 m)

礫岩及び砂岩よりなる。礫は細~中礫で、礫種はチャート、砂岩、泥岩を主とする。

D₄層 (深度 2058 m~2195 m)

灰色~緑灰色砂質シルト岩を主体とし、砂岩及び礫岩をそれぞれ10ないし20%含む。礫は細~中粒で角礫が多い。2140 m~2145 m, 2180 m~2185 m間には泥岩を含む。2175 m~2190 m間には灰色凝灰岩を含む。

D₅層 (深度 2195 m~2393 m)

緑灰色~暗灰色シルト岩を主体とし、少量の細礫及び砂を含む。2220 m~2250 m間には少量の貝化石片を含む。

D₆層 (深度 2393 m~2536 m)

緑灰色~暗灰色シルト岩を主体とし、礫岩及び砂岩を挟在する。2393 m~2430 m間には細~小円礫岩をやや多く含み、砂岩、砂質シルト岩も多い。砂岩は2440 m~2470 m間では20~30%、2495 m以下では50%以上となっている。2410付近には貝化石片が分布する。

D₇層 (深度 2536 m~2579 m)

礫岩及び砂岩よりなる。礫は径5 mm以下の中~細礫が多く、形状は角~亜円礫であるが、基底部では最大10 mm程度の角礫が多い。礫種は砂岩、泥岩、チャートを主とするが、火成岩も含まれる。深度2545 m~2560 m間は粗砂岩を主体とし、礫岩は少ない。

(5) E層 (深度 2579 m~3030 m)

上位からE₁~E₂の2層に細分される。上部は砂岩を主体として、泥岩、チャートを含む。下部は砂岩、泥岩を主体として、火山岩、凝灰岩を介在する。コアサンプルの観察によれば、破碎が著しく、角礫化が進んでおり、一部泥状化したものも見られる。泥岩の中に砂岩礫が含まれる

れる含礫泥岩も存在する。鏡肌も発達している。上位層との関係は不整合である。

E₁層 (深度 2579 m~2887 m)

細粒~中粒の灰黒色硬質砂岩を主体として、灰黒色の泥岩を含む。2580 m~2620 m間及び2720 m~2725 m間には明灰色のチャートを含む。No. 12 コアの観察によれば、2600.00 m~2601.59 m間は灰黒色細粒~中粒砂岩、2601.59 m~2603.08 m間は灰黒色~黒色泥岩を主としており、その内の一部は泥岩基質中に角礫状岩片が含まれた構造を呈している。No. 13-1 コアは、2787.00 m~2788.05 m間で灰黒色細粒砂岩であり、2788.05 m~2789.15 m間で灰黒色泥岩及び含礫泥岩である。いずれも破断面に鏡肌が発達している。No. 13-2 のコアは、2800.00 m~2801.38 m間で灰黒色~黒色泥岩であるが、細片状になっているため、構造等は不明である。

E₂層 (深度 2887 m~3030 m)

細~中粒の灰黒色硬質砂岩と、灰黒色~黒色の泥岩を主体とし、灰色~緑灰色チャート、暗灰色塩基性火山岩類、緑灰色凝灰岩を含む。チャートは2900 m~2965 m間で多く分布し、火山岩類は2965 m~2985 m間、凝灰岩は2985 m以下で多く分布する。No. 14-1 コアの観察によれば、2995.00 m~2995.92 m間はコアが角礫状になっていて、詳細な構造は不明であるが、黒色泥岩中に黒灰色砂岩が取り込まれた、含礫泥岩と見られる岩片が多く見られる。砂岩礫の大きさは数 mm~50 mm 以上で、断面は楕円形や扁平なものが多い。No. 14-2 コアは、2999.95 m~3000.16 mで大部分は緑灰色凝灰岩よりなり、塩基性火山岩や黒色泥岩を含んでいる。

4. 物理検層

4.1 比抵抗及びSP

図3に示す比抵抗曲線は、インダクション検層による浅部比抵抗値である。D層までは比抵抗値は小さく、D₇層を除きすべて10 Ω/m以下であり、ほとんどは3 Ω/mより小さい。D₇層のみは10~20 Ω/mとやや大きい。一方、E層の比抵抗値は、上位層に比べて著しく大きく、かつ変化が著しいことが特徴である。一般的には、堆積層の比抵抗値は砂礫質の部分で大きく、泥質の部分で小さくなるが、本井においてもそのような特徴がよく表れている。すなわち、C₄、D₃、D₆、D₇層のような砂礫の卓越する部分では、相対的に比抵抗値が大きく、かつ変化が大きい。それに対して、C₃、C₆、C₈、D₁層のようなシルト~泥質部では比抵抗値は小さく、かつその変化も小さい。また、砂礫層の挟みがある場合にも、その部分で比抵抗値が大きくなる特徴が読み取られる。E層に関しては、コア観察から、この層が固結の進んだ硬質砂岩やチャートなどを主体とする地層であり、かつ破碎化が進んでクラック等の発達著しいことが、大きな比抵抗値と著しい変化を示す原因と考えられる。C層とD層の境界においては、比抵抗値の大きな変化は見いだされない。

SPに関しては、定性的には、泥質部でSP値が+側へ、砂質部で-側へ変化する。本井においては、C、D層では、

各累層毎に SP 曲線の変化の様相が異なっていることが読み取られる。これは各累層の堆積環境の違いを反映しているものと考えられる。

4.2 地層傾斜検層

地層傾斜検層は深度 1100 m 以下で行った。C 層、D 層に関しては、解析の精度は良好であり、多数のデータが得られた。図 3 に示すのはそのごく一部のものである。概して傾斜角は小さく、方位もバラつきはあるものの、各累層毎にそれぞれ特定の方位を示す傾向が認められる。傾斜角は C 層と D 層で異なることが明瞭である。E 層に関しては、解析精度は C、D 層に比べて不良である。方位、傾斜ともバラつきが著しく、特定の方位を示しているようには見えない。前述したように、E 層は破碎が著しいことから、この結果は地層中のクラックの方位や傾斜角を示している可能性が大きい。

図 4 及び 5 は深度 2579 m までの、解析精度の良いすべてのデータの方位角及び傾斜角をそれぞれ 50 m 毎の区間で示したものである。図 4 からわかるように、C 層と D 層では傾斜方位が異なっていることが明らかである。すなわち、C 層においては、傾斜方位は NE 方向を中心として、N 方向ないし E 方向に含まれるのが大部分であり、それらと異なる方位は多くない。それに対して、D 層においては各累層ごとの卓越方位がそれぞれ異なっている。まず D₁ 層では、上部は W 方向が卓越するのに対し、下部では NE 方向である。D₂ 層以下では、深度が大きくなるに従って SE 方向への集中が顕著になり、D₆、D₇ 層

ではほとんどが SE 方向に集中する。次に傾斜角 (図 5) を見ると、C 層はほとんど 5° 以下で、深度による変化もほとんどない。D 層では深度の増加に従って傾斜角の増加が明瞭であり、D₁ 層では傾斜角が 2~3° に集中するのに対し、D₅、D₆ 層では 6° 付近に集中する。

上述のような傾斜方位や傾斜角の変化は、これら地層の堆積時の堆積環境や地層堆積後の地殻変動に関係するものと考えられる。

4.3 音波検層

音波速度は深度に応じて徐々に増加する傾向にあり、また、各地層の境界では、速度がステップ状に変化している。砂礫が卓越する部分では、泥質部よりも速度が大きくなっている。図 6 は砂礫質の部分のをぞいて、シルトまたは泥質部のデータのみを抽出して図示したものである。砂礫質のデータを除くことにより、音波速度分布の特徴をより明瞭に示すことができる。すなわち、C 層においては、音波速度は 1.8 km/sec から 2.5 km/sec に連続的に変化し、D 層では同様に 2.7 km/sec から 3.3 km/sec に変化する。同じ地層内における音波速度の深度による変化は、近似的に次の一時式で表すことができる。

C 層においては、

$$V = 0.47 Z + 1706$$

D 層においては

$$V = 0.73 Z + 1474$$

但し、V = 音波速度 (m/sec)、Z = 深度 (m)
係数は地層によって異なっている。

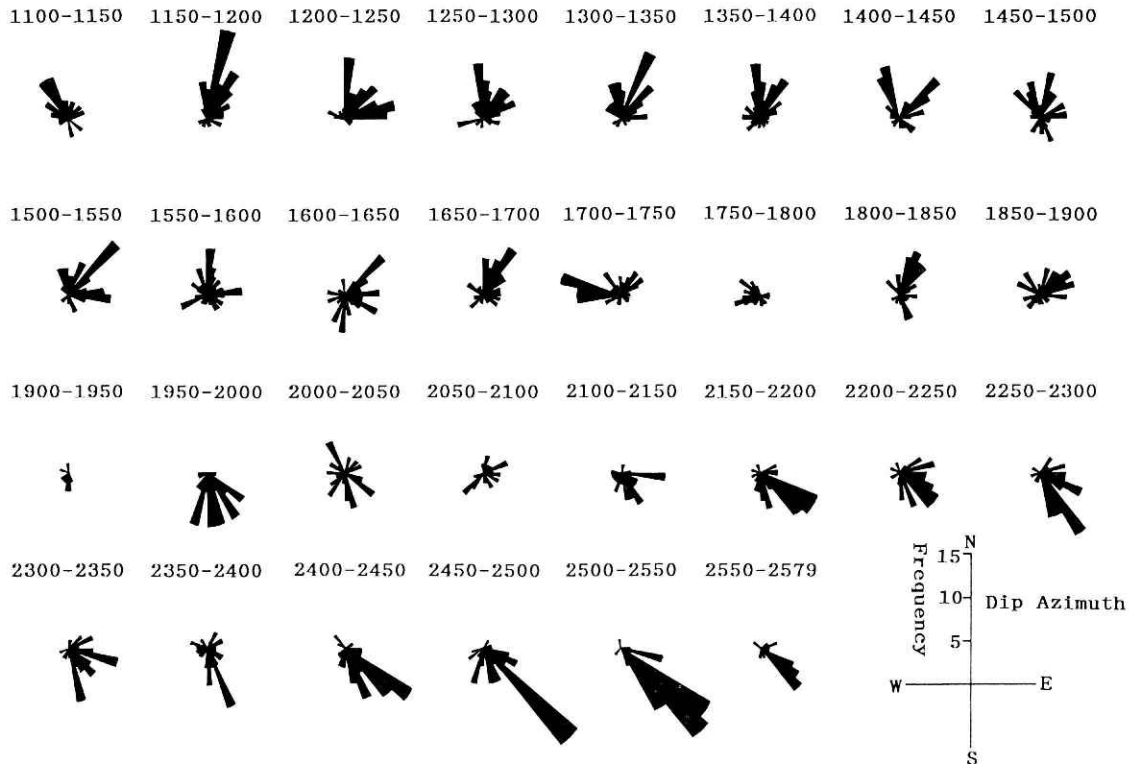


図 4 地層傾斜方位頻度分布 (50m毎)。

Fig. 4 Frequency distribution of the dip azimuth for every 50m of depths.

C層とD層の境界では、2.5 km/sec から2.7 km/sec と約0.2 km/sec 不連続的に増加することがわかる。なお、E層では深さによる速度の変化は認められず、約4.5~5.4 km/sec の速度を有している。

各地層間における音波速度の不連続は、不整合の存在を示唆するものであり、また同一地層内の深さによる音

波速度の増加は、地層の圧密の進行によるものと考えられる。

4.4 密度検層

密度検層による地層密度は、砂礫部を除くと、C層で約1.80 g/cm³ ないし2.05 g/cm³、D層で約2.10 g/cm³ ないし2.35 g/cm³、E層では約2.50 g/cm³ ないし2.65 g/cm³ の値を示す。

図6にC、D層に関して、シルトまたは泥質部のみのデータを示す。バラつきはあるものの、4.3項で示した音波速度と類似した変化が認められる。すなわち、同じ地層内ではほぼ単調に深度に応じて密度が変化すること、増加率は各地層によって異なること、地層の境界部ではステップ状に密度が変化することなどである。

4.5 γ 線検層

γ 線検層は、地層中の放射性同位元素から放射される γ 線を検知して、地層中の元素の含有量の測定や地層の対比等に用いるものである。一般に、放射性同位元素は粘土鉱物に濃集することが多いので、砂礫質の部分より

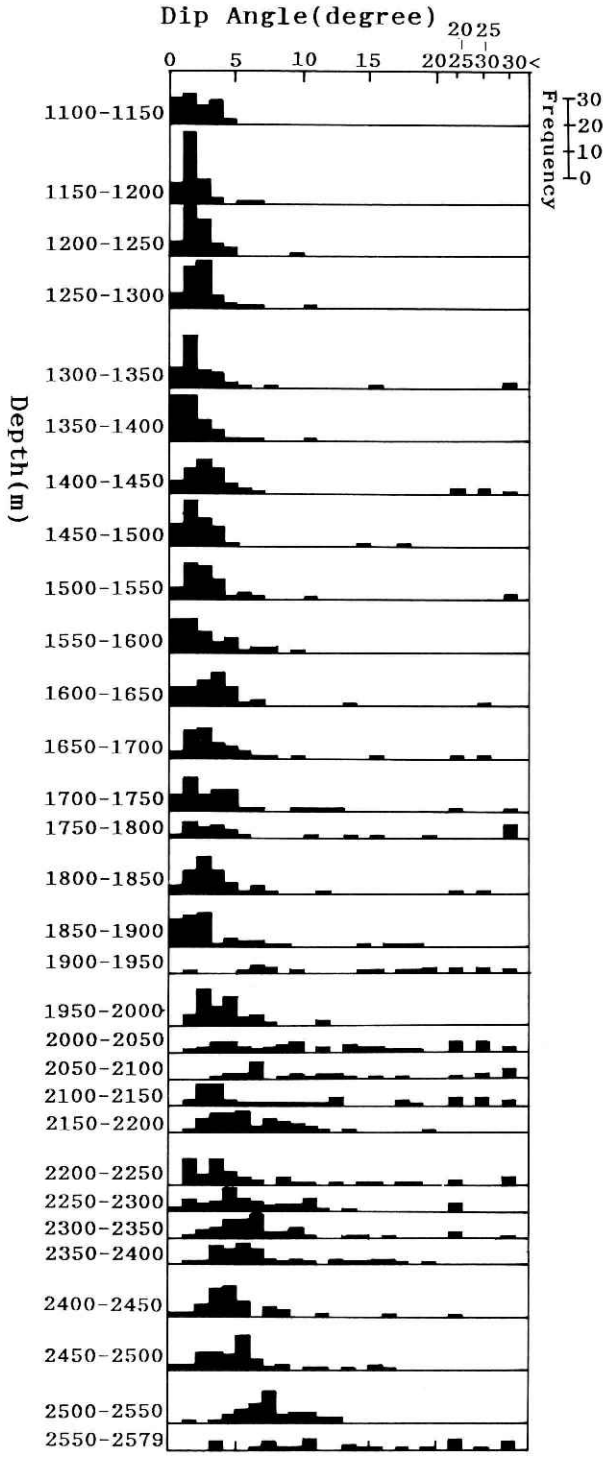


図5 地層傾斜角頻度分布 (50m毎).
Fig. 5 Frequency distribution of the dip angle for every 50m of depths.

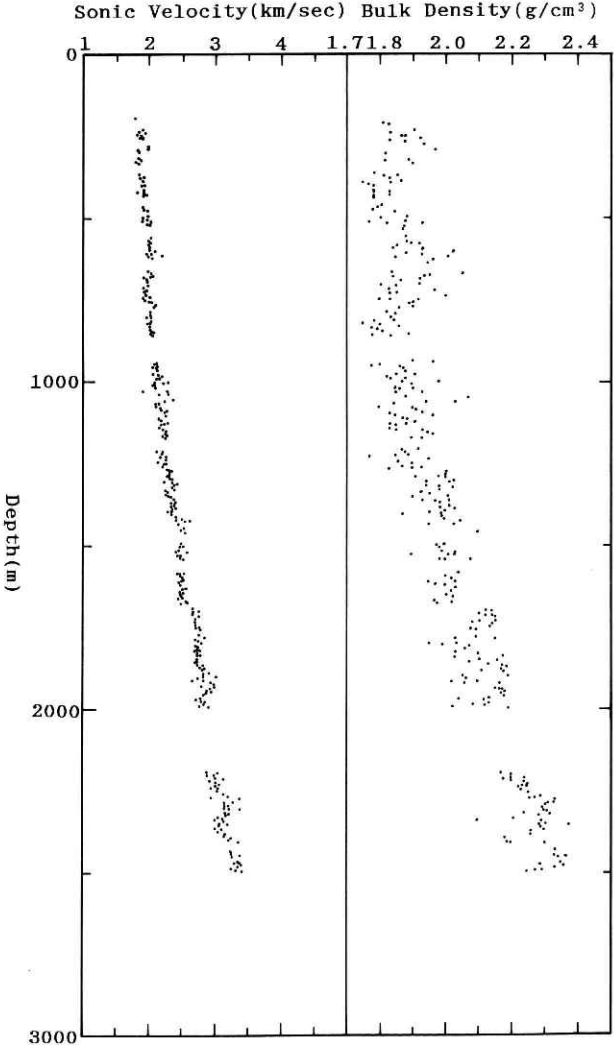


図6 音波及び密度検層結果 (泥質部).
Fig. 6 Logging data of sonic velocities and bulk densities for pelitic strata.

も、泥質の部分で γ 線量が大きくなる傾向がある。そのため、 γ 線の変化は SP 曲線と類似したパターンを示すことが多い。図 3 からそのような傾向が見られる。但し、E 層における γ 線の変動は必ずしも SP 曲線とは一致しない。

4.6 孔径検層

孔径検層（キャリパー）は、主としてセメンチング時のセメント量の計算や、孔壁の崩壊状況を調べるために行うが、その結果は地層の区分や対比にも用いることができる。すなわち、一般に砂礫質の部分では孔壁の崩壊が生じやすいため、孔径が拡大し、また、破碎の進んでいる地層も同様に孔径の拡大が見られる。図 3 においても、砂礫を主体とする C_4 , D_3 層では孔壁の著しい拡大が生じている。E 層において全層に渡って孔壁が拡大しているのは、破碎化が進行しているためと考えられる。その他、各累層毎にキャリパー曲線がそれぞれ異なった様相を呈しており、キャリパー記録は各累層の地質の変化をよく反映していることがわかる。

4.7 温度検層

温度検層は孔内の洗浄及び孔内水の入れ替えが終了してから 22 日後に行っており、孔内温度は地中温度とほぼ平衡状態に復旧しているものと考えられる。温度検層は他の検層と異なり、ケーシングを入れた状態で、孔口から孔底まで、全区間で行った。

図 7 に変化を見やすくするため、温度検層結果だけを

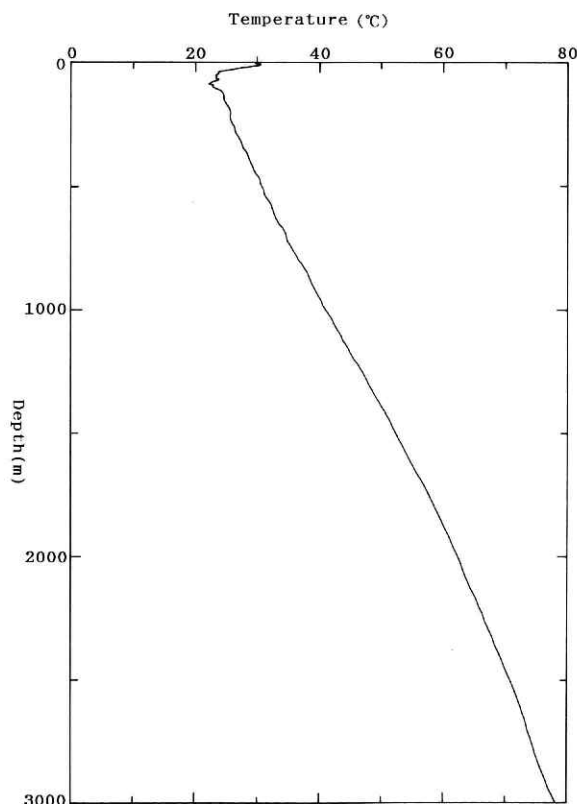


図 7 温度検層結果。

Fig. 7 Temperature logging curve.

表 3 地下増温率。

Table 3 Geothermal gradient of the Koto well.

深度 (m)	地下増温率 ($\times 10^{-2}^{\circ}\text{C}/\text{m}$)
210～700	1.88
700～1650	2.22
1650～2050	1.94
2050～2550	1.64
2550～3000	1.40

拡大して図示する。地表に近い部分では、 30°C を越す高い温度を示しているが、これは測定時期が夏期（8月上旬）であったためである。地表から深度 210 m 付近までは、孔内温度の変化が大きいので、この部分を除いて地中温度の変化を見える。地中温度の変化は一樣ではなく、地下増温率が数カ所で変化しているように見える。表 3 は地下増温率を直線で近似した時の、増温率の変化する深度と、各区分における地下増温率を示したものである。深度 700 m～1650 m 間で地下増温率が最も大きく、深度 1650 m 以下では深さに応じて増温率が小さくなっている。また、これら地下増温率の変曲点は地層の境界とほぼ一致している。すなわち、深度 700 m は C_2 と C_3 、1650 m は C_8 と D_1 、2050 m は D_3 と D_4 、2550 m は D_7 と E_1 の境界とそれぞれ対応している。各地層毎の平均的な地下増温率は、C 層が $2.07 \times 10^{-2}^{\circ}\text{C}/\text{m}$ 、D 層が $1.77 \times 10^{-2}^{\circ}\text{C}/\text{m}$ 、E 層が $1.40 \times 10^{-2}^{\circ}\text{C}/\text{m}$ である。また、深度 210 m から 3000 m までの平均的な地下増温率は $1.88 \times 10^{-2}^{\circ}\text{C}/\text{m}$ となる。このような地下増温率の変化は、主として地層の熱伝導率の変化に対応するものと考えられ、地下増温率の変曲点付近では同時に音波速度や地層密度も変化している。

次に、地表から深度 300 m までの、浅部の温度変化を図 8 に示す。深度 80 m 付近から 115 m 付近の区間で、地中温度が顕著に低下している。このような現象は、砂礫層等の地下水の流動性の良い地層が存在する場合に見られるものである。深度 81.3 m 以下は地質試料がないため確認できないが、B 層の深度 78.6 m から 81.3 m 間に分布している砂礫層が、深度 115 m 付近にまで続いているものと推定される。

5. コア試験

5.1 試験項目

採取されたコアについて、各種のコア試験を実施した。同一岩種で比較するため、コアの採取はできるだけ泥質部を選んで行った。採取されたコアのうち、コア試験に

表4 コア試験項目一覧表。

Table 4 List of core tests.

コア番号	1-2	2	3	4	5	6	7	8-2	9	10	11	12	13	14-1	14-2
鉱物組成分析	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
X線回折	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○		○
化学分析	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
含水比測定	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
自然比重測定	○	○	○	○	○	○	○	○		○	○	○	○	○	
圧密試験	○	○	○	○	○	○	○	○		○	○				
圧縮強度測定	○	○	○	○	○	○	○	○		○	○		○		
弾性波速度測定	○	○	○	○	○	○	○	○		○	○				
熱伝導率測定	○	○	○	○	○	○	○	○		○	○				
間隙水分析	○	○	○	○	○	○	○	○		○	○				
有機物分析	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○				
花粉孢子分析	○	○	○	○	○	○	○	○		○	○				
有孔虫化石分析	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○				

注1) ○: 測定・分析を行ったもの

注2) コア採取深度及び地質は表1を参照のこと

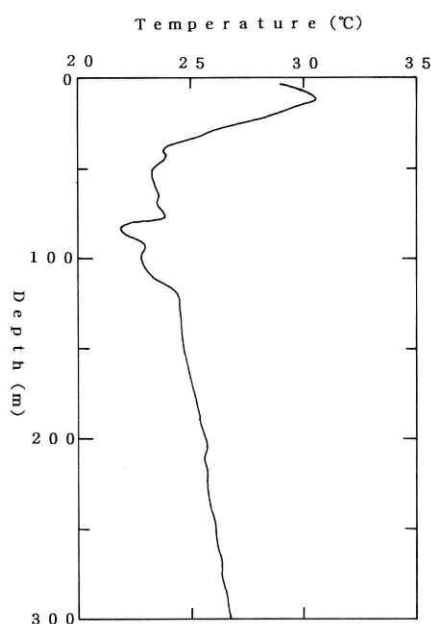


図8 浅部の温度検層結果拡大図。

Fig. 8 Detailed figure of the temperature logging for shallow part.

用いるものは、採取後の変化を避けるため、試験項目に応じて採取後直ちにパラフィンで密封してブリキ罐に収納するか、またはガラスビンに封入して試験に供した。実施した試験・分析項目を表4に示す。コア番号12以下のコアは、破碎されて角礫状になっているため、成型を必要とするような試験はほとんど実施できなかった。

5.2 鉱物組成分析

鉱物組成分析は偏光顕微鏡観察によって行った。以下に観察結果を述べる。

コア番号1-2

泥質マトリックス中に径0.01~1 mm程度の粒子を均等に10%程度含む。構成物の組成は石英、斜長石、普通角閃石、緑泥石、白雲母類、不透明鉱物、火成岩岩片、火山ガラス片、軽石片、生物化石であり、石英、斜長石が特に多く、岩片も多く見られる。

コア番号2

全体に淘汰が悪く、泥質マトリックス部が主体の部分と中~粗粒の碎屑粒子が主体の部分から構成されており、両者が細かい互層状ないしスランプ状になった組織を持つ。構成物の組成は石英、斜長石、普通輝石、普通角閃石、緑泥石、白雲母類、不透明鉱物、火山岩岩片、火山ガラス片、軽石片、堆積岩岩片、生物化石で、石英が特に多い。岩片及び植物質の化石も多い。

コア番号3

泥質マトリックス中に径0.01~0.05 mm程度の粒子を均等に数%含む。構成物の組成は石英、斜長石、普通角閃石、緑泥石、白雲母類、火山ガラス片、生物化石で石英、斜長石が多い。

コア番号4

全体に淘汰が悪く、泥質マトリックス中に径0.05~0.1 mm程度の粒子を均等に10~15%程度含む。構成物の組成は石英、斜長石、普通角閃石、普通輝石、緑泥石、白雲母類、不透明鉱物、海緑石、ジルコン、黒雲母、軽石片、火山ガラス片、火成岩岩片、堆積岩岩片、生物化石で石英、斜長石が多い。

コア番号5

泥質マトリックス中に径0.01~0.05 mm程度の石英粒子を均等に10%程度含む、径0.1~1 mm程度の長石類、火成岩岩片、化石片を5%程度含む。構成物の組成は長石類、石英、普通角閃石、普通輝石、不透明鉱物、火成岩岩片、軽石片、生物化石である。

コア番号 6

細粒シルト質マトリックス中に径 0.05~0.1 mm 程度の石英主体の粒子を 15%程度含む、また、頁岩偽礫を含む。構成物の組成は石英、長石類、普通角閃石、普通輝石、緑泥石、黒雲母、不透明鉱物、火山ガラス片、軽石片、生物化石である。

コア番号 7

中粒シルト質マトリックス中に径 0.05~0.1 mm 程度の粒子を 15~20%程度含む。頁岩偽礫を多く含む。構成物の組成は石英、長石類、普通角閃石、緑泥石、白雲母類、黒雲母、ジルコン、方解石、不透明鉱物、火成岩岩片、火山ガラス、生物化石である。

コア番号 8

細粒シルト質マトリックス中に径 0.1 mm 前後の粒子を均等に含む。1 mm 程度の頁岩偽礫を含む。構成物の組成は石英、長石類、緑泥石、黒雲母、ジルコン、白雲母類、不透明鉱物である。

コア番号 9

泥~細粒シルト質マトリックス中に径数 mm 程度の細礫を 80%程度含む。構成物の組成はマトリックスが石英、斜長石、普通角閃石、黒雲母で礫が凝灰岩、砂岩、安山岩、生物化石である。

コア番号 10

泥質マトリックス中に径 0.01~0.05 mm 程度の粒子を均等に 10%程度含む、径 0.1~0.5 mm 程度の粒子を不均一に含む。構成物の組成は長石類、石英、白雲母類、緑泥石、黒雲母、ジルコン、不透明鉱物、火成岩岩片、火山ガラス、生物化石、砂岩片である。

コア番号 11

細粒シルト質マトリックス中に径 0.05~0.1 mm 程度の粒子を均等に 35%程度含む。構成物の組成は石英、長石類、方解石、白雲母類、黒雲母、不透明鉱物、火山岩岩片、砂岩岩片、頁岩岩片、生物化石である。

コア番号 12-1

径 0.1~0.3 mm 程度の亜角~亜円粒子で構成される長石質アレナイト。構成物の組成は石英、長石類、白雲母類、黒雲母、不透明鉱物、ジルコン、スフェーン、チャート岩片である。

コア番号 13

細粒及び粗粒砂岩が入り交じっている。構成物の組成は石英、長石類、不透明鉱物、方解石、白雲母類、ジルコン、緑泥石、黒雲母、凝灰岩岩片、チャート岩片、砂岩岩片、玄武岩岩片である。

コア番号 14-1

泥質マトリックス中に径 0.01~0.05 mm の石英、長石片を含む。構成物の組成は石英、長石類、白雲母類、方解石、砂岩岩片、凝灰岩岩片、玄武岩岩片である。

コア番号 14-2

大半が変成を被った玄武岩質な岩片により構成されている。チャート質岩片及び凝灰岩岩片を含む。緑泥石脈あり。構成物の組成は長石類、緑泥石、石英である。

5.3 X線回析分析

コアの中心部を風乾、粉碎した試料及び蒸留水に分散させて上澄液中の懸濁物を遠心分離器によって回収した試料（粘土鉱物分析用）の 2 種について、X 線回析分析を行った。結果を表 5 に示す。

5.4 化学分析

分析結果を表 6 及び図 9 に示す。深度の増加に従って $H_2O^{(+)}$ の減少が顕著であり、圧密の進行を示しているものと考えられる。特に C 層と D 層、D 層と E 層の境界では大きく変化しており、不整合の存在が推定される。

5.5 岩石比重、含水比及び有効間隙率測定

岩石比重は自然、湿潤及び乾燥の 3 状態で測定した。自然試料はパラフィンでシールした試料からシールを剥ぎ、適当な大きさに成型して作製した。湿潤試料は真空ポンプで 48 時間以上脱気させた試料を水に置いて作製した。乾燥試料は、110°C の乾燥炉で質量が一定になるまで乾燥させて作製した。算出は次式による。

$$\text{自然比重} = W_1 / (W_2 - W_3)$$

$$\text{湿潤比重} = W_2 / (W_2 - W_3)$$

$$\text{乾燥比重} = W_4 / (W_2 - W_3)$$

$$\text{含水比 (自然状態)} = (W_1 - W_4 / W_4) \times 100 (\%)$$

$$\text{有効間隙率} = (W_2 - W_4 / (W_2 - W_3)) \times 100 (\%)$$

ここで、 W_1 : 自然状態の空中重量

W_2 : 湿潤状態の空中重量

W_3 : 湿潤状態の水中重量

W_4 : 乾燥状態の空中重量

測定結果を表 7 及び図 10 に示す。C、D 層では岩石比重は自然状態と湿潤状態ではほぼ同じ値であり、深度の増加に応じて増加の傾向を示す。C、D 層の自然比重は、No. 11 を除いて、約 1.8 から 2.1 の値を示す。No. 11 は 2.3 とやや大きくなる。E 層では、3 状態ともほぼ同じ値であり、測定値も約 2.6~2.7 と上部層に比べてかなり大きい。

一方、含水比及び有効間隙率を見ると、C、D 層では深度の増加に応じて、含水比は 40%台から 10%台へ、有効間隙率は 50%台から 20%台へと減少する傾向である。C 層と D 層の境界では階段状に減少している。E 層では、含水比、有効間隙率とも、C、D 層に比べて著しく小さい。

5.6 圧密試験

圧密試験供試体は、パラフィンでシールされたコア試料を、直径 40 mm、高さ 20 mm の円盤状に成型して作製した。圧密圧力は 800 kgf/cm² までの段階载荷である。試験結果を表 8 に、圧密降伏応力を図 11 に示す。1800 m 以深のサンプルは固結度が試験装置の载荷能力を越えていたため、明確に圧密降伏応力を求めることができず、最大圧密圧力の点で接線を書いて推定したものである。表 8 で一で示すものは、上記のような理由で測定が不可能だった項目である。

図 11 によると、圧密降伏応力は C 層と D 層とでは明瞭に異なっており、両者の間が不整合関係であることを示唆する。C 層の中では、深度の増加に応じてほぼ直線的に圧密降伏応力が増大しており、連続的な堆積条件で

表5 X線回析分析結果。

Table 5 Result of X-ray analysis.

コア番号	石英	斜長石	角閃石	沸石類	方解石	黄鉄鉱	緑泥石	イライト	モンモリロナイト
1-2	○	+	-	-	+	-	-	-	-
2	◎	+	-	-	+	-	+	-	-
3	◎	+	-	-	+	-	+	-	-
4	○	+	-	-	+	-	-	-	-
5	○	+	-		+	-	-	-	-
6	○	○			+	-	-	-	-
7	◎	○				-	-	-	
8-2	◎	+		-			-	-	-
9	◎	+	-	-		-	-	-	-
10	○	+	-	-		-	-	-	-
11	○	+		+		-	-	-	-
12	◎	◎			+		-	-	-
13	◎	+					-	-	
14-1	◎	+					-	-	-
14-2	○	+			+		+	+	

相対含有量：◎多量，○中量，+小量，-微量

表6 化学分析結果。

Table 6 Chemical composition of the cores.

(%)														
コア番号	1-2	2	3	4	5	6	7	8-2	9	10	11	12	13	14-1
SiO ₂	38.23	37.29	44.57	48.06	38.30	40.95	49.77	53.65	73.46	58.02	62.06	69.99	78.67	67.38
Al ₂ O ₃	9.06	8.65	10.32	11.80	9.27	11.21	11.36	12.93	6.71	11.44	10.61	13.79	8.74	13.22
TiO ₂	0.34	0.37	0.39	0.44	0.38	0.51	0.48	0.55	0.27	0.46	0.43	0.31	0.25	0.49
FeO	1.33	2.10	1.62	1.95	2.07	2.30	1.69	2.80	2.22	1.86	2.30	2.18	1.82	3.25
Fe ₂ O ₃	1.47	1.48	1.44	1.52	1.41	2.29	1.65	1.79	1.08	1.99	2.03	0.51	0.43	0.94
MnO	0.04	0.05	0.04	0.06	0.05	0.06	0.05	0.07	0.05	0.03	0.04	0.06	0.10	0.16
MgO	1.01	1.30	1.26	1.63	1.50	1.68	1.51	1.64	0.83	1.65	1.36	1.01	0.73	1.45
CaO	2.75	2.98	2.23	3.46	3.83	4.14	2.19	1.97	1.32	1.85	2.44	2.15	2.19	1.72
Na ₂ O	1.62	1.53	1.91	2.34	1.95	2.06	2.21	2.01	1.37	2.00	1.94	4.12	2.29	2.36
K ₂ O	1.32	0.88	1.44	1.32	1.11	1.19	1.41	1.74	1.26	1.79	1.67	2.47	1.49	2.71
P ₂ O ₅	0.06	0.05	0.06	0.08	0.07	0.07	0.06	0.07	0.05	0.05	0.04	0.06	0.07	0.12
H ₂ O ⁽⁻⁾	37.17	39.72	30.60	23.40	34.60	28.70	24.40	15.30	9.20	14.10	10.40	0.55	0.45	1.50
lg. loss	5.64	3.47	4.25	3.90	5.51	4.45	3.14	5.55	2.22	4.94	4.41	2.55	2.56	4.29
Total	100.04	99.87	100.13	99.96	100.05	99.61	99.92	100.07	100.04	100.18	99.73	99.75	99.79	99.59

あったことを推定させる。

5.7 圧縮強度測定

圧縮強度測定用供試体は、パラフィンでシールされたコア試料の中心部を、直径 50 mm、高さ 100 mm の円柱状に成型して作製した。試験装置はアムスラー型一軸圧縮試験装置である。測定結果を表 9 に、一軸圧縮強度を図 12 に示す。C 及び D 層の一軸圧縮強度は、深度に応じ

てゆるやかに増加する傾向を示す。E 層の一軸圧縮強度は上位層よりもはるかに大きく、地層間の変化が明瞭である。

5.8 弾性波速度測定

供試体は、パラフィンでシールされたコア試料を、縦横各約 50 mm、高さ 100 mm の直方体に成型して作製した。測定は自然、湿潤、乾燥の 3 状態で、P 波及び S 波

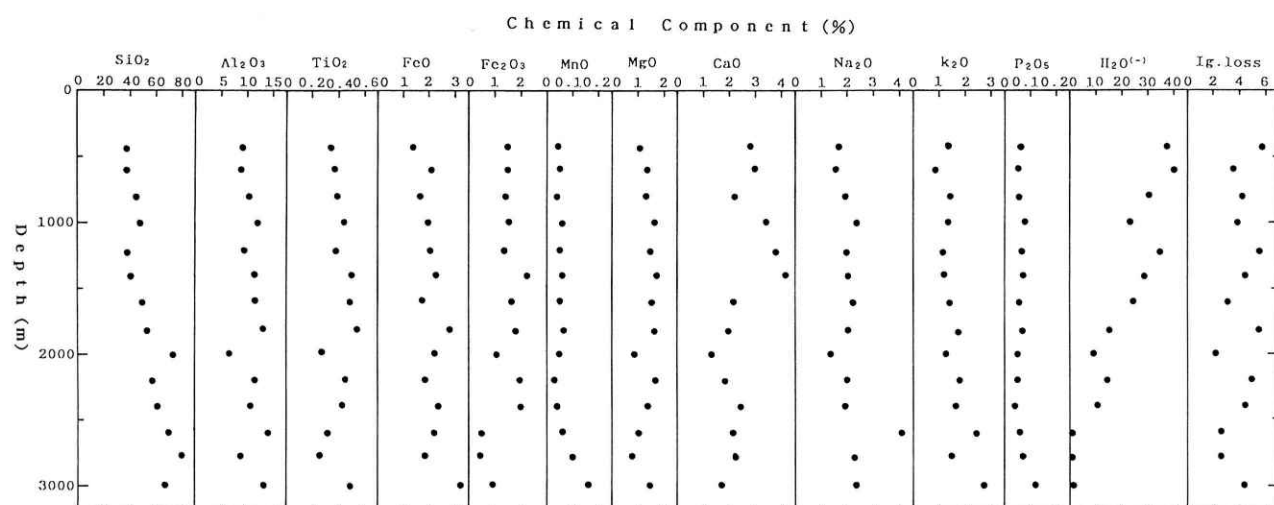


図9 化学分析結果.

Fig. 9 Chemical composition of the cores.

表7 自然比重、含水比及び有効間隙率測定結果.

Table 7 Result of bulk density, water content and effective porosity of the cores.

コア番号	見 か け 比 重			含 水 比 (%)	有 効 間 隙 率 (%)
	自 然	湿 潤	乾 燥		
1-2	1.805	1.806	1.302	38.7	50.5
2	1.782	1.782	1.260	41.4	52.2
3	1.846	1.846	1.371	34.6	47.5
4	2.010	2.010	1.624	23.7	38.5
5	1.885	1.895	1.462	29.0	43.3
6	1.812	1.846	1.406	28.9	44.0
7	1.945	1.945	1.556	24.9	38.9
8-2	2.051	2.061	1.755	16.9	30.6
10	2.097	2.100	1.837	14.2	26.4
11	2.331	2.334	2.112	10.4	22.2
12	2.662	2.662	2.665	0.26	0.72
13	2.666	2.666	2.658	0.28	0.77
14-1	2.631	2.631	2.600	1.18	3.14

に関して行った。測定方向は水平2方向(X, Y)及び垂直方向(Z)である。測定結果を表10及び図13, 14に示す。なお、図においては自然状態のデータのみを示し、X, Y方向は両者を平均化して図示した。E層のコアについては、成型が不可能であったため、測定できなかった。

まずP波速度の測定方向による変化を見ると、いずれの状態でもX, Y方向の相違は小さく、それに対してZ方向は水平方向に比べて有意に小さい。供試体はなるべく均質で方向による変化が無いものを選んで作製しているので、この様な違いが生ずるのは考えにくい。その原

因として、肉眼で観察されないような異方性があるためか、またはコア採取時や成型の際のクラック等がZ方向に垂直に存在することが考えられる。あるいはZ方向がX, Y方向より2倍ほど長いために、レシーバに到達する初動波が減衰して、初動を読み誤った可能性も考えられる。いずれにしても、Z方向のデータよりもX, Y方向の方が実際のP波速度に近いものと考えられる。各状態におけるP波速度は、自然状態よりも湿潤状態の方がやや大きいものの、その違いは小さく、自然状態でもほぼ水に飽和しているものと推定される。それに対して、乾燥状態

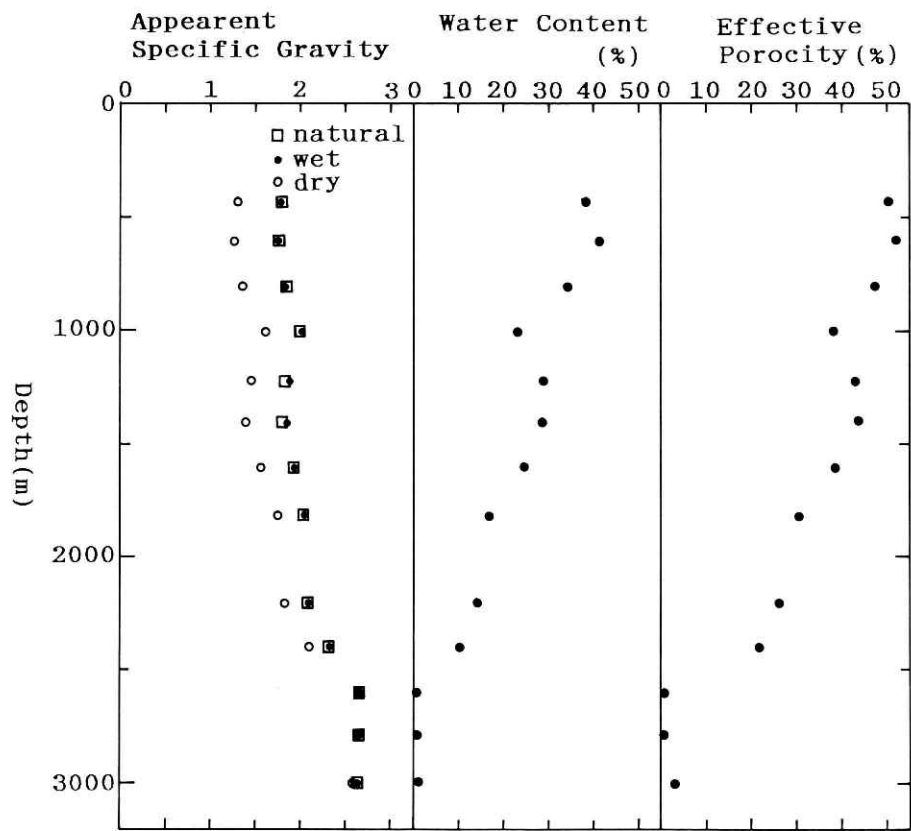


図10 含水比及び自然比重測定結果.
Fig. 10 Water contents and bulk densities of the cores.

表 8 圧密試験結果.
Table 8 Result of consolidation test of the cores.

17番号	比重 ρ_s	初期含水比 $W\%$	初期間隙比 e_o	圧密降伏応力 P_c kgf/cm ²	圧縮指数 C_c	体積圧縮係数 m_v cm ² /kgf	圧縮係数 c_v cm ² /d
1-2	2.607	37.2	0.995	90	0.952	1.01×10^{-3}	2.20×10^3
2	2.630	43.4	1.155	119	1.17	1.24×10^{-3}	6.40×10^2
3	2.625	33.0	0.892	160	0.911	6.79×10^{-4}	2.09×10^3
4	2.672	21.4	0.657	188	0.602	4.05×10^{-4}	2.80×10^3
5	2.710	29.7	0.859	192	0.845	4.70×10^{-4}	4.65×10^3
6	2.566	28.8	0.737	213	0.661	3.50×10^{-4}	9.60×10^3
7	2.709	23.9	0.717	260	0.575	3.45×10^{-4}	2.60×10^3
8-2	2.694	15.8	0.434	580	0.518	-	-
10	2.683	14.7	0.414	610	0.262	-	-
11	2.699	9.0	0.282	-	-	-	-

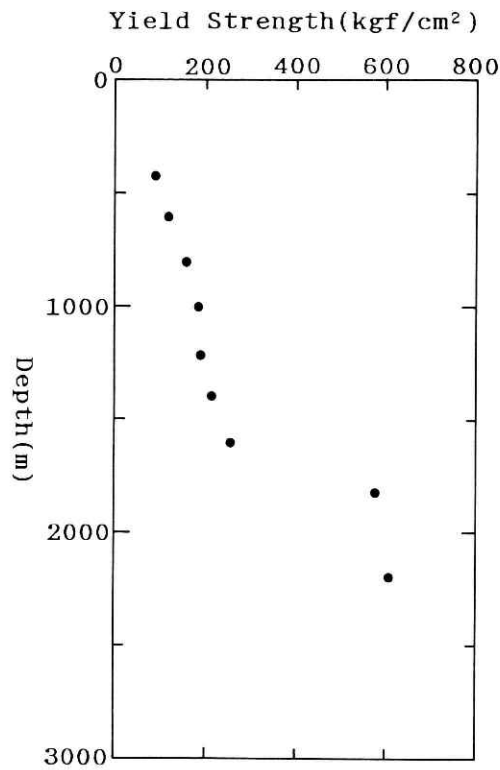


図11 圧密試験結果.

Fig. 11 Results of consolidation test of the cores.

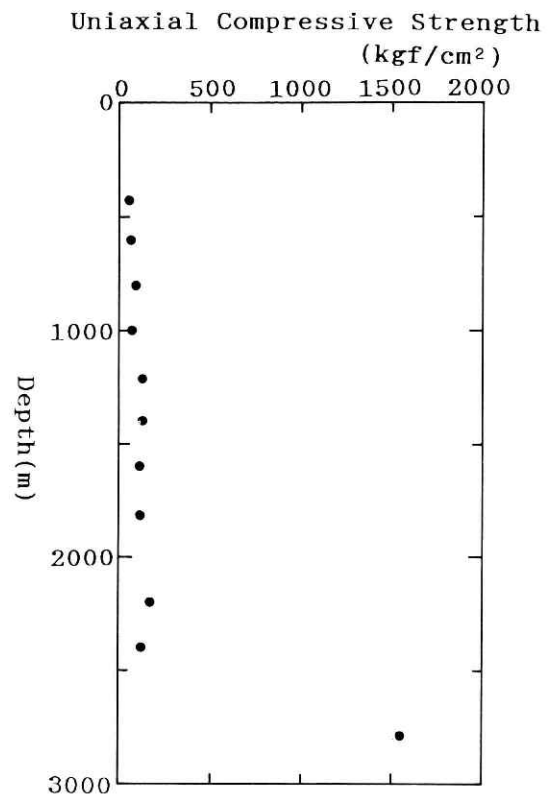


図12 一軸圧縮強度.

Fig. 12 Uniaxial compressive strength of the cores.

表9 一軸圧縮強度測定結果.

Table 9 Result of uniaxial compressive strength measurement of the cores.

17番号	供試体 密度 (g/cm^3)	含水比 W_n (%)	土粒子 密度 ρ_s (g/cm^3)	間隙比 e	一軸圧縮 強度 σ_c (kgf/cm^2)	破壊歪 ε_f (%)	静弾性 係数 E_{sg} (kgf/cm^2)
1-2	1.805	37.0	2.607	0.979	53.1	0.68	8610
2	1.772	41.1	2.630	1.094	67.4	0.71	9450
3	1.832	36.5	2.625	0.956	99.7	0.66	15400
4	1.985	24.6	2.672	0.677	63.1	0.45	13700
5	1.860	29.3	2.710	0.884	124	0.64	19700
6	1.875	34.8	2.566	0.845	127	0.73	19000
7	1.987	23.7	2.709	0.686	116	0.83	15400
8-2	2.167	16.6	2.694	0.450	122	1.03	11800
10	2.200	14.1	2.689	0.395	167	0.85	21000
11	2.276	11.0	2.699	0.316	127	0.75	17400
13	2.643	0.74	2.674	0.019	1550	0.35	454000

表10 弾性波速度測定結果.

Table 10 P-and S-velocities of the cores.

コ ア 番 号		P 波速度 (km/sec)			S 波速度 (km/sec)		
		X	Y	Z	X	Y	Z
1-2	自然	1.77	1.77	1.69	0.765	0.743	0.618
	湿润	1.86	1.84	1.73	0.793	0.768	0.656
	乾燥	1.55	1.53	1.00	0.746	0.738	0.552
2	自然	1.87	1.84	1.77	0.807	0.813	0.770
	湿润	1.91	1.87	1.79	0.826	0.829	0.829
	乾燥	1.62	1.59	1.23	0.828	0.806	0.722
3	自然	1.99	1.98	1.80	0.872	0.836	0.838
	湿润	1.99	1.98	1.84	0.882	0.853	0.878
	乾燥	1.75	1.75	1.40	0.973	0.939	0.884
4	自然	2.10	2.01	1.81	1.03	1.03	0.887
	湿润	2.12	2.03	1.87	1.08	1.08	0.960
	乾燥	1.71	1.65	1.25	1.01	0.831	0.781
5	自然	2.11	2.10	1.98	1.07	1.05	0.937
	湿润	2.16	2.15	2.05	1.09	1.06	0.932
	乾燥	2.00	2.00	1.70	0.828	0.814	0.744
6	自然	2.36	2.34	1.69	0.943	0.922	0.831
	湿润	2.41	2.36	1.86	1.01	0.960	0.961
	乾燥	2.22	2.21	1.24	0.842	0.907	0.823
7	自然	2.33	2.31	1.92	0.930	0.926	0.984
	湿润	2.37	2.35	2.04	0.995	1.03	1.04
	乾燥	2.07	1.92	1.35	0.818	0.746	0.785
8-2	自然	2.48	2.53	1.44	1.03	1.05	0.698
	湿润	2.51	2.54	1.62	1.07	1.09	0.852
	乾燥	2.43	2.47	1.30	1.03	0.948	0.641
10	自然	2.92	2.94	2.09	1.08	1.07	0.999
	湿润	2.96	2.96	2.50	1.12	1.11	1.17
	乾燥	2.53	2.55	1.52	1.07	0.969	0.817
11	自然	2.18	2.16	1.77	1.20	1.13	0.893
	湿润	2.19	2.18	1.75	1.19	1.17	0.849
	乾燥	2.08	2.13	1.71	1.08	1.19	0.829

ではかなり小さな値を示す。自然状態の X, Y(平均) の P 波速度は, C 層では 1.77~2.35 km/sec, D 層では 2.17~2.93 km/sec の値を示し, No. 11 を除くと, 4.3 で示した音波速度検層の測定値よりやや小さな値となる。

次に S 波速度を見ると, 概ね P 波速度の分布と類似した傾向を示すが, 中には Z 方向が X, Y 方向よりも大きいものや, 乾燥状態の方が湿润状態よりも大きなものも見られる。自然状態の X, Y(平均) の S 波速度は, C 層では 0.75~0.93 km/sec, D 層では 1.04~1.17 km/sec となる。

5.9 熱伝導度測定

熱伝導度測定は, 5.8 の弾性波速度測定で用いた供試体で行った。測定条件は自然及び乾燥状態で, X, Y 方向について行った。用いた測定器は, 昭和電工製熱伝導測

定器 (QTM-D 2) である。測定は各供試体につき 5 回行い, その平均を測定値とした。表 11 に測定結果(自然状態のみ), 図 15 に深度との関係を示す。

深度に対する熱伝導度の変化を見ると, C 層と D 層の境界で明らかな変化が認められる。C 層中の No.5 と 6 の間でも階段状の変化が見られる。熱伝導度と温度検層で得られた地下増温率(表 3)によって地殻熱流量を求めると, 全データの平均で 29.9 mW/m² となる。

5.10 間隙水分析

パラフィンでシールしたコアの中心部から採取した試料 200 g に, 400 ml の蒸留水を加えてスライム状とした。それを遠心分離器によって固相と液相に分離し, 上澄み液を採取して分析に供した。分析結果を表 12 及び図 16 に示す。

pH は No. 10 を除いて 8.7 ないし 9.5 の値を示し,

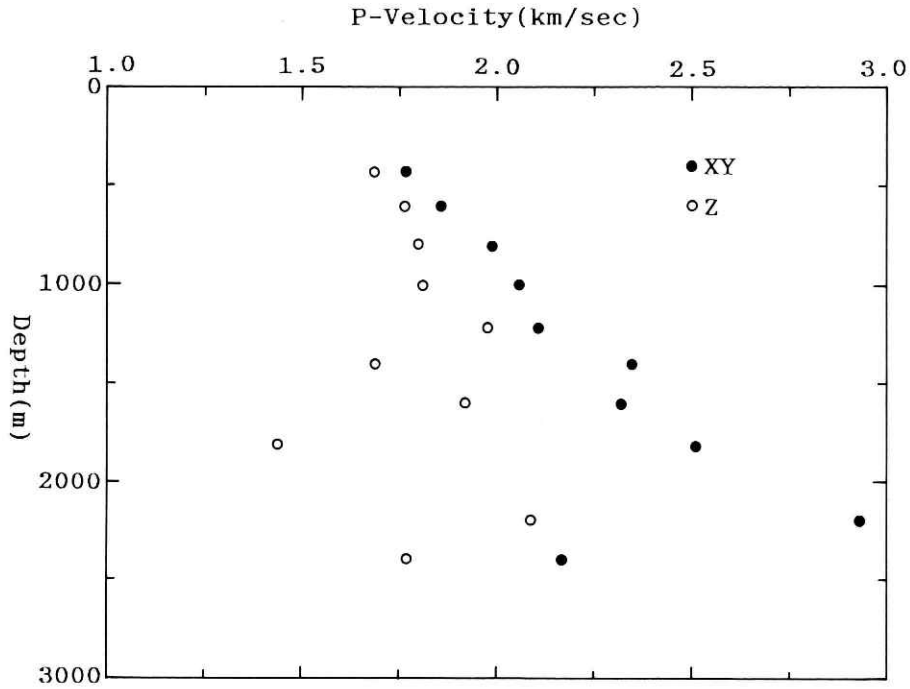


図13 P波速度測定結果。XYは水平方向、Zは垂直方向を示す。

Fig. 13 P-wave velocities of the cores. XY and Z indicates horizontal and vertical direction of the core, respectively.

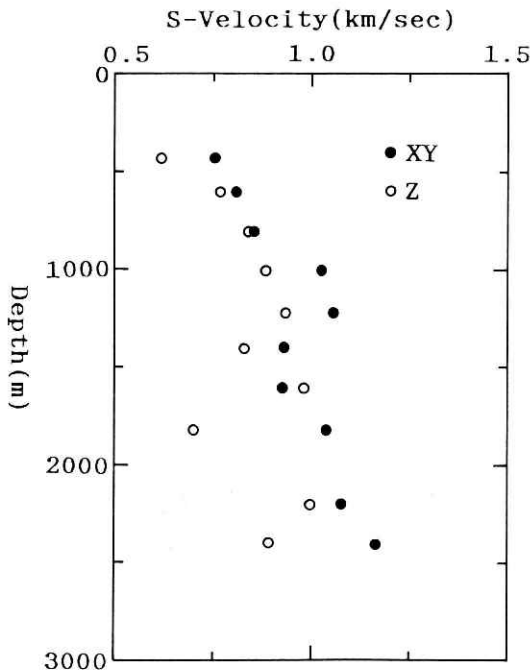


図14 S波速度測定結果。XYは水平方向、Zは垂直方向を示す。

Fig. 14 S-wave velocities of the cores. XY and Z indicates horizontal and vertical direction of the core, respectively.

No. 10 のみは 10.7 とやや大きい。Na⁺ は、C 層では深度の増加に応じて増加する傾向を示すが、D 層では逆に減少している。K⁺ も Na⁺ と同じような変化の傾向を示すが、No. 11 のみはやや大きな値になる。Ca²⁺ は、系統的な変化は認められない。Mg²⁺ は、C 層では深度の増加に応じて増加の傾向を示すが、D 層では深度との関係は認めにくい。NH₄⁺ は、No. 3 をピークとする変化を示し、D 層は C 層よりも小さな値となる。HCO₃⁻ は、C 層では深度の増加に応じた減少の傾向が認められるが、D 層では深度との関係は認められない。SO₄²⁻ は、C 層では深度の増加に応じた多少の増加の傾向が認められるが、D 層では No. 11 のみが大きな値を示す。NO₃⁻ は、No. 4 を除いてすべて小さな値であり、深度との関係は認められない。Cl⁻ は、C 層では深度の増加に応じて増加する傾向が明らかであるが、D 層では C 層に比べて小さな値となる。Br⁻ は、D 層の値が C 層よりも大きい傾向を示す。I⁻ は、深度との相関は見られず、No. 10 のみが比較的大きな値を示す。総合的には、C 層と D 層とではかなり異なった濃度分布を示す。このことは両者の堆積時の堆積環境や堆積後の続成作用の違いを反映しているものと考えられる。

5.11 有機物分析

ステンレス製のサンプル容器に採取したコアを水洗いし、泥水の影響をなくすため、コアの外側を 1 cm カットしたものを分析試料とした。分析項目は有機炭素 (Co)、無機炭素 (Ci)、全抽出性有機物 (TOE)、パラフィン・ナフテン系炭化水素 (Pa+Na)、芳香族炭化水素 (Ar)、

表11 熱伝導度測定結果.

Table 11 Heat conductivities of the cores.

J7番号	熱 伝 導 度 測 定 値 (W/m・℃)						地下増温率 * (×10 ⁻² ℃/m)	地殻熱流量 (mW/m ²)
	1	2	3	4	5	平 均 値		
1-2	1.297	1.297	1.296	1.280	1.275	1.289±0.005	1.88	24.2
2	1.245	1.255	1.275	1.286	1.255	1.263±0.008	1.88	23.7
3	1.235	1.265	1.307	1.235	1.265	1.262±0.013	2.22	28.0
4	1.381	1.370	1.387	1.387	1.387	1.383±0.004	2.22	30.7
5	1.221	1.175	1.206	1.265	1.193	1.211±0.017	2.22	26.9
6	1.464	1.499	1.492	1.492	1.542	1.498±0.013	2.22	33.3
7	1.471	1.506	1.478	1.542	1.535	1.506±0.013	2.22	33.4
8-2	1.820	1.963	1.884	1.841	1.810	1.864±0.029	1.94	36.2
10	1.830	1.884	1.884	1.851	1.841	1.858±0.013	1.64	30.5
11	1.969	1.982	1.975	1.991	1.980	1.979±0.004	1.64	32.5

*注：表 3 参照

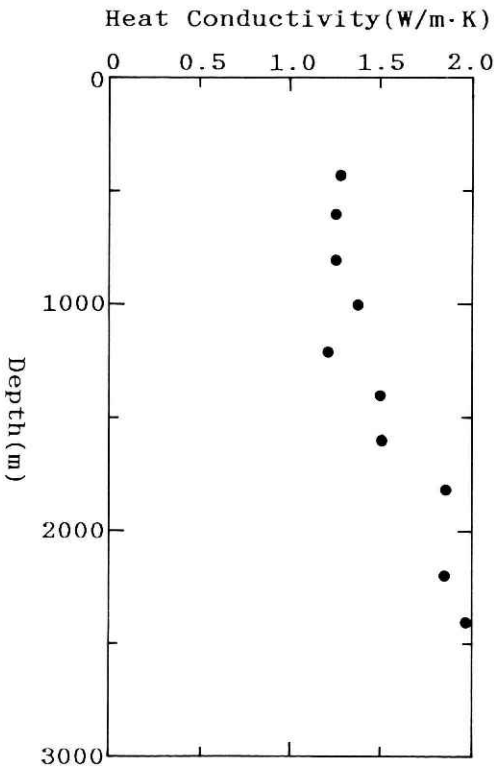


図15 熱伝導度測定結果.

Fig. 15 Heat conductivities of the cores.

含酸素・窒素・硫黄化合物 (ONS), 残さ (Res), 炭化水素 (HyE) 及石油化度 (Ch/Co) である. 分析結果を表 13 に, また TOE, HyE, Ci 及び Co の深度分布を図 17 に示す.

図 17 によれば, TOE, Ci, Co とも, D 層に比べて C 層の方が含有量が多く, また TOE と Co は, C 層では深度の増加に伴う含有量の低下が明かである. 一方, HyE は深度による変化は認められない.

5.12 花粉・孢子化石分析

花粉・孢子化石の分析は以下の手順で行った. 乾燥試料 15 g 程度を秤量し, 塩酸処理により炭酸塩鉱物を除去してから, フッ化水素処理で珪酸塩質の溶解と試料の泥化を行う. 次に重液により有機物を分離, 濃集し, 採取する. 採取した有機物をアセトリシス処理により, 植物遺体中のセルロースを加水分解し, 最後に KOH 処理で腐植酸を溶解し, 残さをグリセリンゼリーで封入し, 検鏡に供した. 表 14 に検出された花粉・孢子化石数を示す. 図 18 には百分率頻度分布を示す.

化石の産出は各試料とも良好である. 検出された化石は, 全般的に木本花粉 (Arboreal pollen) が多く, 次に草本花粉 (Nonarboreal pollen), シダ類孢子 (Fern spores) の順である. 検出された花粉群集の特徴により, 概ね次の 3 分帯に分類される.

I 帯 (No. 1-2~6)

Tsuga, *Pinus*, *Taxodiaceae* などの針葉樹花粉が高率

表12 間隙水分析結果.

Table 12 Result of core water analysis.

(mg/l)												
17番号	pH	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	NH ₄ ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	Cl ⁻	Br ⁻	I ⁻
1-2	9.0	3401	134	58.9	21.8	36.1	1550	83.5	8.00	4423	8.7	70.8
2	9.1	4186	142	69.5	25.3	94.3	1670	79.7	-	5583	65.0	44.0
3	8.8	4458	128	53.3	24.7	96.5	914	46.0	-	6223	44.1	30.1
4	9.0	6871	229	44.9	36.0	128	911	149	76.5	11185	18.9	18.9
5	8.7	4144	95.2	35.3	55.3	56.0	482	105	3.34	6455	34.7	6.0
6	8.7	6781	219	71.1	93.8	43.2	441	140	5.64	10490	68.9	23.6
7	9.2	7513	323	67.9	229	73.6	624	253	4.42	12078	49.4	54.4
8-2	9.1	5727	67.0	76.2	97.3	54.3	3946	345	11.8	4729	23.6	11.8
10	10.7	4647	52.8	42.2	192	59.4	914	199	11.7	9818	780	463
11	9.5	5294	449	119	234	123	3146	1396	5.75	5025	364	69.1

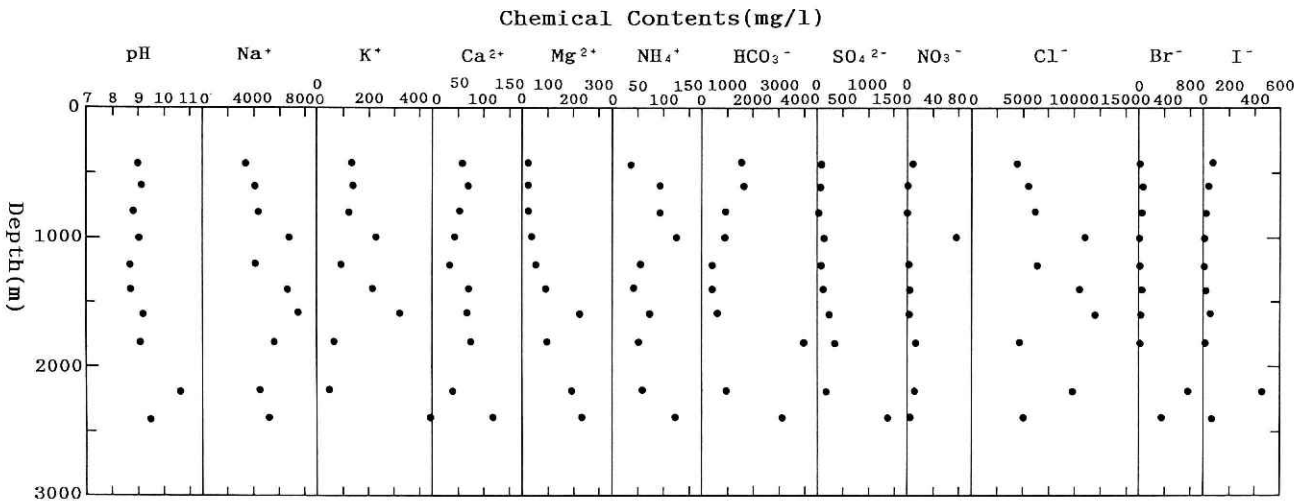


図16 間隙水分析結果.

Fig. 16 Results of pore water analysis of the cores.

に出現し、*Metasequoia*, *Picea*, *Lepidobaranus*, *Fagus*, *Carpinus-Ostrya*などを伴う。

II帯 (No. 7~8-2)

広葉樹花粉の *Fagus* と針葉樹花粉の *Pinus*, *Taxodiaceae* が高率に出現し、*Carya*, *Liquidambar*, *Metasequoia* を伴う。特に *Liquidambar* が多い。

III帯 (No. 10~11)

Abies, *Tsuga*, *Pinus*, *Taxodiaceae* などの針葉樹花粉が高率に出現し、広葉樹花粉は少ない。*Carya*, *Liquidambar*, *Metasequoia* も比較的高率に出現する。

5.13 有孔虫化石分析

有孔虫化石分析は、コア 11 個のほか、カッティング 3 個

(1690 m, 2000 m, 2200 m) について行った。分析方法は試料 100 g を粉砕、乾燥し、硫酸ナトリウム法で処理し、120 メッシュの水洗残さに含まれる有孔虫化石を拾い出して、鑑定に供した。検出された有孔虫化石の種類と個数を表 15 に示す。図 19 には、有孔虫の個数を浮遊性種と底生種に分けて示す。

6. 考 察

6.1 検層及びコア試験結果の検討

6.1.1 有孔虫化石による地層の対比

初めに、浮遊性有孔虫化石によって本孔井の各コアサンプルの堆積年代の推定と周辺の地層との対比を試み

表13 有機物分析結果.

Table 13 Result of organic matter analysis of the cores.

17番号	TOE (%)	抽出有機物の組成 (%)					炭素 (%)			Hy (ppm)	Ch/Co
		Pa+Na	Ar	ONS	Res	HyE	Ct	Ci	Co		
1-2	0.0520	2.78	4.53	25.13	67.56	7.31	1.69	0.83	0.86	38	0.0038
2	0.0437	2.19	4.63	24.10	69.08	6.82	0.96	0.21	0.75	30	0.0034
3	0.0589	2.38	4.91	24.53	68.18	7.29	1.30	0.47	0.83	43	0.0045
4	0.0332	3.07	5.49	24.59	66.85	8.56	1.08	0.46	0.62	28	0.0039
5	0.0363	2.26	4.62	19.43	73.69	6.88	1.00	0.47	0.53	25	0.0041
6	0.0320	3.06	5.49	19.48	71.97	8.55	1.15	0.57	0.58	27	0.0040
7	0.0244	2.86	5.56	23.24	68.34	8.42	0.90	0.27	0.63	21	0.0029
8-2	0.0226	3.10	4.43	26.48	65.99	7.53	0.58	0.12	0.46	17	0.0032
9-1	0.0151	3.31	5.83	21.19	69.67	9.14	0.39	0.04	0.35	14	0.0034
10	0.0186	2.80	4.85	25.32	67.03	7.65	0.41	0.08	0.33	14	0.0036
11	0.0243	2.55	5.34	24.16	67.95	7.89	0.62	0.29	0.33	19	0.0050

注) TOE: 全抽出性有機物, Pa+Na: n-パラフィン系炭化水素, Ar: 芳香族炭化水素, ONS: 含酸素・窒素・硫黄化合物, Res: 残さ, HyE: Pa+Na+Ar, Ci: 無機炭素, Co: 有機炭素, Ct: Ci+Co, Hy: 炭化水素=HyE×TOE×100, Ch/Co: 石油化度= (Hy×0.86/Co) /100

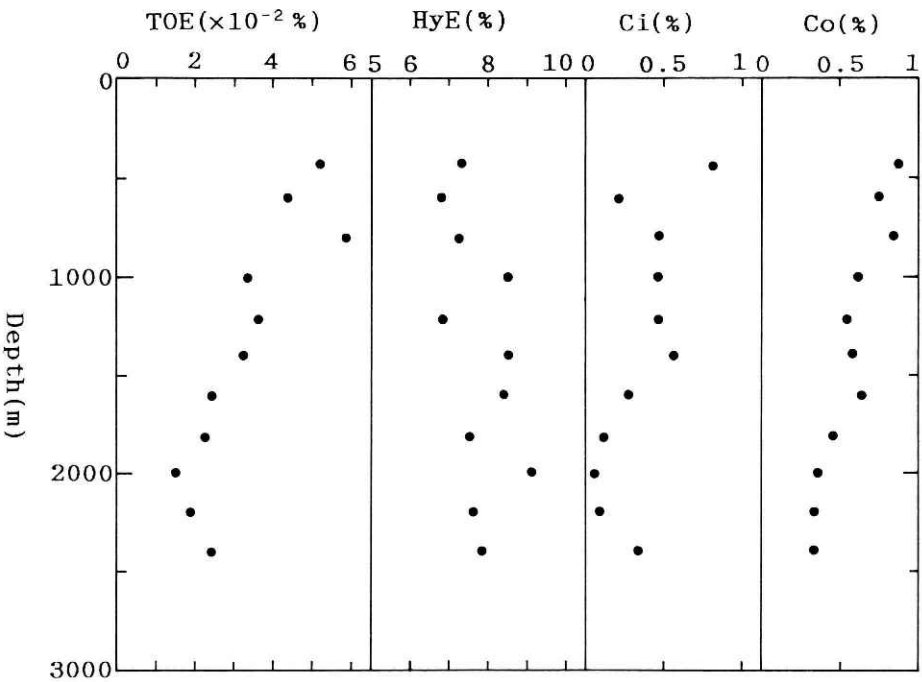


図17 有機物分析結果.

Fig. 17 Results of organic matter analysis of the cores.

表14 花粉・孢子化石分析結果.

Table 14 Detected number of the pollen and spore fossils in the cores.

Taxa	core No.	1-2	2	3	4	5	6	7	8-2	10	11
Arboreal pollen											
Abies		25	1	9	13	17	15	19	5	33	15
Tsuga		86	20	25	51	37	22	10	12	32	18
Picea		14	5	22	12	22	12	15	6	11	2
Larix-Pseudotsuga		1	2	3	-	2	-	1	-	2	3
Pinus		86	5	39	17	42	54	40	19	10	18
Sciadopitys		5	-	1	-	3	3	1	-	-	-
T.-C.		9	15	1	1	2	-	1	1	1	2
Ephedra		-	-	-	-	1	-	-	-	-	-
Metasequoia		3	22	2	4	10	6	7	-	9	8
Taxodiaceae		91	85	4	15	77	20	47	8	45	11
Salix		-	-	-	1	-	-	-	-	-	-
Carya		-	-	-	-	-	1	1	3	-	3
Pterocarya		2	3	2	-	-	2	-	1	1	1
Juglans		-	1	1	-	-	-	3	1	1	3
Carpinus-Ostrya		10	5	17	5	4	7	7	10	2	8
Corylus		-	-	2	3	-	1	-	-	-	-
Betula		-	1	8	2	2	-	3	2	1	1
Alnus		7	8	19	5	11	10	23	12	5	9
Fagus		4	2	19	5	9	15	31	30	6	6
Quercus subgen. Lepidobalanus		10	7	23	5	9	2	6	12	-	-
Quercus subgen. Cyclobalanopsis		-	1	-	-	-	1	2	1	-	-
Castanea		-	-	-	-	-	-	1	2	-	-
Ulmus-Zelkova		14	8	13	4	7	1	9	4	2	1
Celtis-Aphananthe		-	1	-	-	-	-	-	-	-	-
cf. Distylium		-	-	-	-	-	-	-	-	-	2
Liquidambar		-	1	-	-	-	-	9	17	2	5
Buxus		-	1	-	-	-	-	-	-	-	-
Ilex		-	-	1	-	-	-	1	1	-	-
Acer		-	-	-	-	-	-	-	1	1	-
Aesculus		-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
Tilia		-	1	-	-	1	-	2	-	-	1
Elaeagnus		-	-	-	-	-	-	1	-	-	-
Ericaceae		-	-	-	-	1	-	-	-	-	-
Symplocos		-	-	-	-	-	-	1	-	-	-
Araliaceae		-	2	-	-	-	-	-	-	-	-
Nyssa		1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fraxinus		3	4	-	1	-	-	-	1	-	-
Nonarboreal pollen											
Typha		-	-	-	1	-	1	-	1	-	-
Gramineae		2	7	7	2	1	-	4	5	1	1
Cyperaceae		4	5	3	3	-	-	8	4	2	-
Polygonum sect. Persicaria		-	-	-	-	-	-	-	1	-	-
Polygonum		-	-	-	-	-	-	1	1	-	-
Chenopodiaceae		-	-	-	-	-	-	2	-	-	2
Ranunculaceae		-	-	1	-	-	-	-	-	-	-
Myriophyllum		-	1	-	-	-	-	-	-	-	-
Umbelliferae		-	1	-	-	-	-	-	-	-	2
Labiatae		-	-	1	-	-	-	-	-	-	-
Patrinia		-	-	-	-	-	-	1	-	-	-
Artemisia		1	2	3	3	4	2	4	-	-	-
Carduoideae		1	-	-	1	-	-	-	-	-	-
Cichorioideae		1	-	1	-	-	-	-	-	-	-
Fern spores											
Lycopodium		-	-	1	1	1	-	1	-	-	3
Selaginella		-	-	-	1	-	-	-	-	-	-
Osmunda		-	-	-	2	1	-	1	1	2	4
Pteris		-	-	1	-	-	-	-	-	-	-
other Pteridophyta		28	27	57	58	37	31	73	33	24	26
TOTAL											
Arboreal pollen		371	201	211	144	257	172	241	149	164	118
Nonarboreal pollen		9	16	16	10	5	3	20	12	3	5
Unknown pollen		16	19	35	20	50	52	55	38	25	62
Fern spores		28	27	59	62	39	31	75	34	26	33
Total Number of Pollen & Spores		424	263	321	236	351	258	391	233	218	218

表15 有孔虫化石分析結果.

Table 15 Detected number of the foraminiferal fossils in the cores.

Species name	core No.	1-2	2	3	4	5	6	7	1690	8-2	2000	9	2200	10	11
Planktonic Foraminifera															
Globigerina bulloides		10	-	-	2	1	24	1	-	-	-	-	-	-	-
Globigerina pachyderma(S)		-	-	1	-	-	5	6	16	-	6	-	8	-	-
Globigerina pachyderma(D)		124	12	48	56	19	136	119	216	25	-	-	34	-	-
Globigerina quinqueloba(S)		6	-	-	-	3	1	-	-	1	-	-	-	-	-
Globigerina quinqueloba(D)		5	-	-	-	2	2	-	-	3	-	-	-	-	-
Globigerina apertura		-	-	-	-	-	-	-	-	4	-	-	-	-	-
Globigerina foliata		-	-	-	-	-	-	3	-	-	-	-	-	-	-
Globigerina falconensis		2	-	-	-	2	9	-	8	3	-	-	-	-	-
Globigerina druryi		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	12
Globigerina SPP		6	5	3	4	19	34	-	40	29	6	-	46	-	28
Globigerinita clutinata		16	4	4	18	44	109	17	-	7	-	-	12	-	36
Globigerinita uvula		-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-
Globigerinoides immaturus		1	-	1	-	-	4	23	24	7	2	-	10	-	-
Globigerinoides ruber		7	-	-	2	6	30	12	16	4	-	-	-	-	-
Globigerinoides bollii		1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Globoquadrina altispira		-	-	-	-	-	-	-	8	-	-	-	-	-	-
Globoquadrina dehiscens		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8
Globoquadrina SPP		1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Globorotalia(G) truncatulinoides		2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Globorotalia(G) tumida		-	-	-	6	2	1	-	8	-	-	-	2	-	-
Globorotalia(G) cf. tumida		-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-
Globorotalia(G) margaritae		-	-	-	-	-	-	-	16	-	-	-	-	-	-
Globorotalia(G) conoidea		-	-	-	-	-	-	-	32	3	2	-	8	-	-
Globorotalia(G) sphericomiozea		-	-	-	-	-	-	-	48	2	-	-	12	-	-
Globorotalia(G) SPP		-	-	-	-	-	-	-	8	-	-	-	6	-	-
Globorotalia(T) obesa		-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-
Globorotalia(T) inflata		76	6	10	22	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Globorotalia(T) acostaensis		-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Globorotalia(T) humerosa		-	-	-	-	-	3	-	8	-	-	-	-	-	-
Globorotalia(T) tosaensis		3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Globorotalia(T) scitula		2	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Globorotalia(T) puncticulata		-	-	-	18	3	2	-	-	-	-	-	-	-	-
Globorotalia(T) crassaformis		1	-	-	2	-	9	34	32	-	-	-	-	-	-
Globorotalia(T) crassula		-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-
Globorotalia SPP		-	-	-	-	1	-	-	-	9	-	-	-	-	8
Globorotaloides hexagona		3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Orbulina universa		-	-	-	-	1	-	-	64	-	-	-	20	-	-
Orbulina SPP		-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-
Pulleniatina obliquiloculata		4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pulleniatina primalis		-	-	-	-	-	-	1	24	-	-	-	-	-	-
Sphaeroidinella dehiscens		1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sphaeroidinellopsis seminulina		-	-	-	-	-	-	-	8	-	-	-	12	-	-
Sphaeroidinellopsis subdehiscens		-	-	1	2	-	-	2	-	1	-	-	-	-	8
Planktonic F. G. & S. indet.		25	-	5	-	-	-	30	448	48	14	-	186	-	12
Benthonic Foraminifera															
Ammonia beccarii		-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-
Ammonia japonica		4	-	18	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ammonia takanabensis		-	-	-	448	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ammonia ketienziensis ang.		-	-	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ammonia SPP		-	-	-	-	-	8	-	-	-	-	-	-	-	-
Amphicoryna scalaris		4	-	-	16	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Amphicoryna fukushimaensis		-	-	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Amphicoryna SPP(fragment)		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	28	-	-
Amphicoryna SPP		-	-	-	-	-	8	-	-	-	-	-	-	-	-
Astrononion hamadaensis		4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Astrononion SPP		-	-	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Baggina SPP		-	-	-	-	-	2	-	-	1	-	-	-	-	128
Bolivina pacifica		-	-	-	-	-	16	-	-	-	-	-	-	-	-
Bolivina spinesiens		16	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bolivina SPP		-	-	-	-	-	-	-	4	-	-	-	-	-	32
Bolivinita quadrilatera		4	-	-	-	1	352	30	-	-	-	-	-	-	-
Brizarina robusta		4	-	-	-	-	40	10	-	-	-	-	-	-	-
Buccella inusitata		-	-	6	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	96
Buccella makiyamae		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	32
Buccella SPP		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	32
Bulimina aculeata		-	1	38	112	7	16	-	-	-	-	-	-	-	-
Bulimina marginata		4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bulimina exilis tenuata		20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bulimina striata		16	7	92	288	27	80	2	-	-	-	-	-	-	64
Bulimina tenuata		-	-	-	16	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bulimina SPP		-	-	-	-	-	16	-	-	-	-	-	-	-	-
Cassidulina norcrossi		-	-	-	512	29	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cassidulina norvangi		-	1	38	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cassidulina SPP		-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-
Chilostomella ovoidea		96	-	-	-	-	-	-	4	-	-	-	-	-	-
Cibicides pseudoungerianus		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6	-	2656
Cibicides aknerianus		36	14	10	32	6	8	-	10	7	2	-	8	-	-
Cibicides subpraecinctus		-	-	-	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cibicides SPP		-	1	-	-	-	16	-	-	-	-	-	-	-	-
Criboelphidium yabei		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	64
Criboelphidium SPP		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	32

表15 続き.

Table 15 Continued.

Cribrononion clavatum	-	-	6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dentalina yabei	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dentalina SPP	-	3	2	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Elphidium kusiroensis	-	-	-	16	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Elphidium SPP	4	1	2	16	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Erlenbergina bossoensis	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Epistominella pulchella	-	-	-	-	-	-	-	-	8	-	-	-	-	-
Epistominella SPP	-	-	-	-	-	8	-	-	-	-	-	-	-	-
Dridorsalis umbonatus	68	-	16	96	10	8	2	4	-	-	-	-	-	-
Fussurina marginata	4	-	-	-	2	-	-	2	-	-	-	-	-	-
Fussurina semimarginata	-	-	4	-	-	8	-	-	-	-	-	-	-	-
Fursenkoina SPP	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	32
Glandurina nipponica	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-
Grandurina SPP	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-
Globocassidulina subglobosa	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-
Globocassidulina SPP	4	-	-	-	4	16	6	-	-	2	-	-	-	-
Globobulimina auriculata	28	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Globobulimina SPP	48	1	-	-	-	-	-	28	3	-	-	-	-	-
Gyroidena ? SP	-	-	-	-	-	-	22	-	-	-	-	-	-	-
Gyroidena orbicularis	300	-	4	-	-	48	-	-	-	-	-	-	-	-
Gyroidena soldanii	-	-	-	32	13	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Gyroidena SPP	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	32
Hanzawaia nipponica	-	-	-	-	2	-	4	-	-	-	-	-	-	-
Hanzawaia SPP	-	-	-	-	-	8	-	-	1	-	-	-	-	96
Hoeglundina eregans	-	-	-	-	-	8	-	1	-	-	-	-	-	-
Islandiella sagamiensis	28	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Lagena apiopleura	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Lagena semistriata	-	-	-	-	-	8	-	-	-	-	-	-	-	-
Lagena SPP	-	-	-	-	-	-	-	2	1	-	-	6	-	32
Lenticulina SPP	12	-	-	-	3	24	10	1	1	-	-	2	-	128
Loxostomum bradyi	-	-	-	-	-	-	-	-	13	-	-	-	-	-
Loxostomum karrerianum	-	-	-	16	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Melonis pompilioides(s.s)	-	-	-	-	144	8	34	5	-	-	-	-	-	-
Melonis parkerae	-	-	-	-	30	64	46	4	-	-	-	34	-	384
Nodosaria longiscata	20	-	-	-	1	80	14	-	-	-	-	-	-	448
Nodosaria tosta	-	-	-	-	-	8	-	-	-	-	-	-	-	-
Nodosaria SPP	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-
Nonionella stella	20	-	10	-	-	-	-	3	-	-	-	-	-	-
Nonionellina labradoricum	-	5	8	-	-	-	-	23	7	-	-	-	-	-
Planularia tricarlinella	-	1	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Plectofrondicularia miocenica	16	3	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pseudodeponides japonicus	-	-	-	-	-	-	-	-	3	-	-	-	-	-
Pseudononion japonicum	-	-	74	544	-	-	-	1	2	-	-	-	-	-
Pseudorotalia SPP	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	32
Pullenia quinqueloba	-	-	-	-	-	-	-	5	-	-	-	-	-	-
Pullenia bulloides	-	-	-	-	-	56	16	-	-	-	-	-	-	-
Pullenia apertura	16	-	2	64	-	24	-	-	-	-	-	-	-	-
Pullenia SPP	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	2	-	-
Pyrgo SPP	-	-	-	-	1	-	-	1	-	-	-	-	-	-
Quinqueloculina SPP	-	1	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rosalina bradyi	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Siphogenerina raphanus	-	-	-	-	-	-	6	-	-	-	-	-	-	-
Siphonodosaria dinomikadoi	100	12	-	176	-	64	-	-	-	-	-	-	-	-
Siphonodosaria abyssorum	108	-	-	96	8	32	-	-	-	-	-	-	-	-
Sphaeroidina bulloides	72	-	-	-	-	-	-	4	1	-	-	2	-	-
Sphaeroidina SPP	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-
Stanforthia complanata	-	-	-	-	-	8	-	-	-	-	-	-	-	-
Stilostomella lepidula	-	-	2	16	20	80	26	-	10	-	-	-	-	64
Stilostomella japonica	8	-	-	-	-	16	-	-	-	-	-	-	-	-
Stilostomella SPP	-	-	-	-	-	-	-	10	-	-	-	-	-	-
Trifarina kokozuraensis	-	-	-	48	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Triloculina suttuensis	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-
Uvigerina akitaensis	-	2	-	48	62	104	76	16	-	2	-	2	-	-
Uvigerina proboscidea	-	-	-	-	-	8	-	-	-	-	-	-	-	256
Uvigerina peregrina diputa	40	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Uvigerina schwageri	-	-	-	-	-	32	-	-	-	-	-	-	-	-
Uvigerina SPP	-	1	2	-	-	-	-	-	4	-	-	-	-	-
Valvulineria sadonica	-	-	-	-	3	-	-	3	-	-	-	-	-	-
Valvulineria glabra	8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Valvulineria SPP	-	-	-	-	-	8	-	-	-	-	-	-	-	-
Calcareous F.G. & S. indet.	-	-	-	-	-	-	-	-	6	-	-	8	-	-
Cribrostomoides SPP	-	-	-	-	-	-	-	-	5	-	-	18	-	-
Cyclammina pusilla	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-
Gaudoryina yabei	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	-	-
Gaudoryina ishikiensis	12	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Gaudoryina SPP	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	32
Goesella schenckii	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	16	-	-
Martinottiella communis	-	1	-	-	5	-	-	-	-	-	-	60	-	1600
Martinottiella SPP	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	92	-	-
Sigmoilopsis schlumbergeri	16	-	-	-	1	40	-	-	-	-	-	2	-	224
Trochammina SPP	-	-	-	-	-	-	-	-	4	-	-	-	-	-
Arenaceous F.G. & S. indet.	-	-	-	-	-	-	-	-	14	2	-	40	-	-
Number of Planktonic specimens	296	27	73	134	105	370	249	1024	151	30	0	356	0	112
Number of Benthonic specimens	1148	59	348	2592	391	1328	310	136	94	8	0	336	0	6496
Number of arenaceous specimens	32	3	0	0	6	40	0	0	23	2	0	234	0	1856
Ratio(%) Total Planktonic/Total	20	31	17	5	21	22	45	88	62	79	0	51	0	2
Ratio(%) Total Arenaceous/Total	2	3	0	0	1	2	0	0	9	5	0	34	0	28

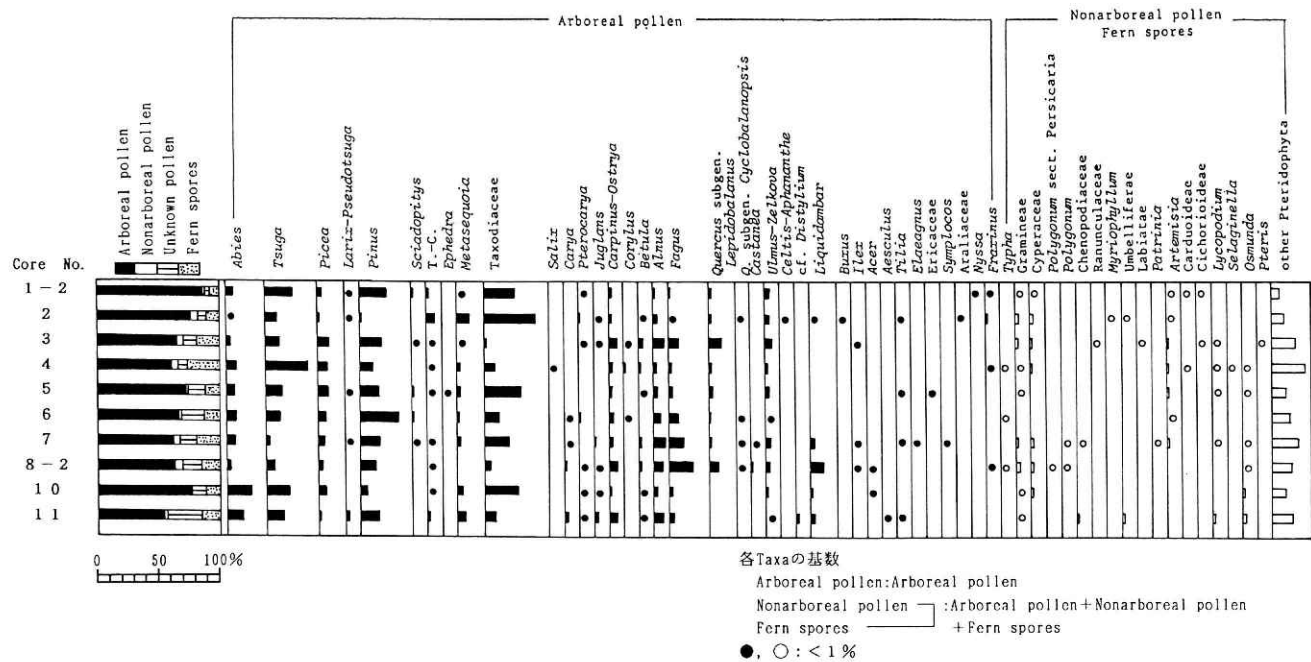


図18 花粉・孢子化石分析結果.

Fig. 18 Results of pollen and spore analysis of the cores.

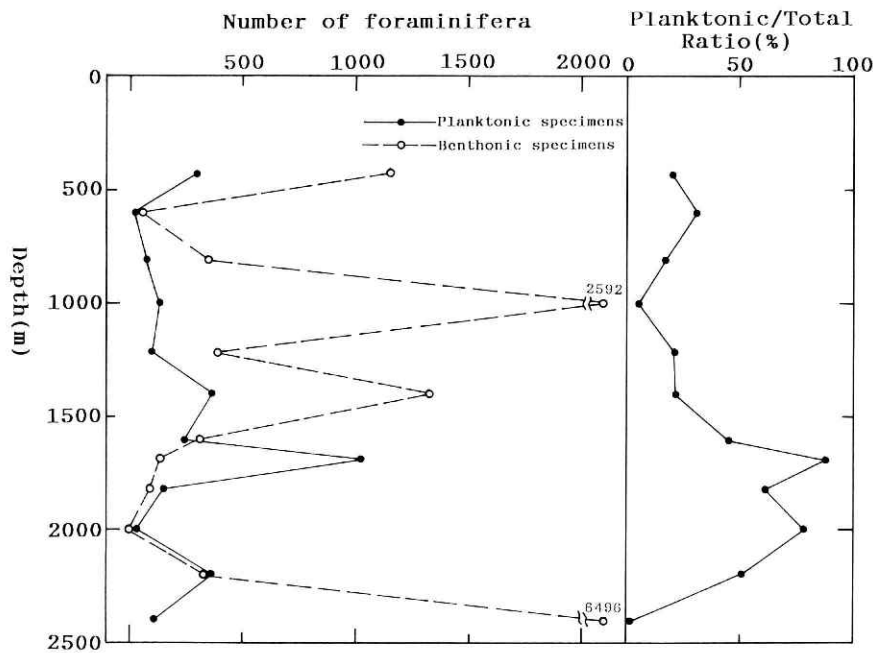


図19 有孔虫化石の頻度.

Fig. 19 Frequency of the detected foraminiferal fossils in the cores.

る。表 15 に示されているように、No.9 及び 11 には有孔虫化石が産出しなかったが、その他のサンプルには比較的多くの化石が産出している。図 19 によれば、No.7 よりも下部はかなり浮遊性種の割合も大きく、外洋性の環境であることがわかる。それに対して、No.6 より上部はそれほど浮遊性種の割合は小さくなく、下部に比べて内湾性であったと推定される。

浮遊性有孔虫化石による時代解釈及び対比は Oda (1977) に従った。関東平野及びその周辺地域の新第三紀以降の層序区分は、表 16 及び 17 によった。表 17 は上総層群を累層単位に細分したものである。主な浮遊性種の産出状況と解析結果の要約を図 20 に示す。No.1 は *Globorotalia truncatulinoides*, *Globorotalia inflata*, *Globorotalia tosaensis*, *Pulleniatina obliquiloculata* の共存が認められることから、Oda (1977) の *Globorotalia truncatulinoides* 帯に対比される。Blow (1969) の N 22 に相当する。房総半島の上総層群黄和田層ないし梅ガ瀬層下部に対比されるが、*Sphaeroidinella dehiscentis* の存在を重視すれば黄和田層に限定される可能性が大きい。なお、予察的に行った石灰質ナノ化石調査によれば、本サンプルは黄和田層に対比されるという結果が報告されている(帝国石油, 1992)。No.2 は *Globorotalia inflata* 以外に示準となる種が存在しないので、どの帯に属するかは不明である。No.3 も示準となる種が少ないが、

Globorotalia inflata, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* の存在を重視すれば、Oda (1977) の *Globorotalia tosaensis* 帯に対比される。No.4 は *Globorotalia crassaformis*, *Globorotalia inflata*, *Globorotalia tumida* の共存により、*Globorotalia tosaensis* 帯に対比される。No.5 は *Globigerinoides ruber*, *Globorotalia tumida* が共存し、No.6 は *Globigerinoides ruber*, *Globorotalia crassaformis*, *Globorotalia humerosa*, *Globorotalia tumida*, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* が共存する。また、No.7 は *Globigerinoides ruber*, *Globorotalia crassaformis*, *Pulleniatina primalis*, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* が共存する。これらのことより No.5~No.7 は Oda (1977) の *Globorotalia tosaensis* 帯に対比される。以上の結果から No.3 から No.7 までは *Globorotalia tosaensis* 帯に対比されることになる。Blow (1969) の N 21 帯に相当し、地質年代は後期鮮新世に対比される。房総半島の地質層序では、上総層群の大原層から三浦層群の安野層上部に対比できるが、1677 m に C 層と D 層の境界が不整合で存在することから、1677 m が上総層群と三浦層群の境界と考えるのが妥当であろう。

1690 サンプルは *Globorotalia crassaformis*, *Globorotalia conoidea*, *Globorotalia ruber*, *Globorotalia sphericomiozea*, *Globorotalia tumida*, *Pulleniatina primalis*, *Sphaeroidinellopsis seminulina* が共存することから、

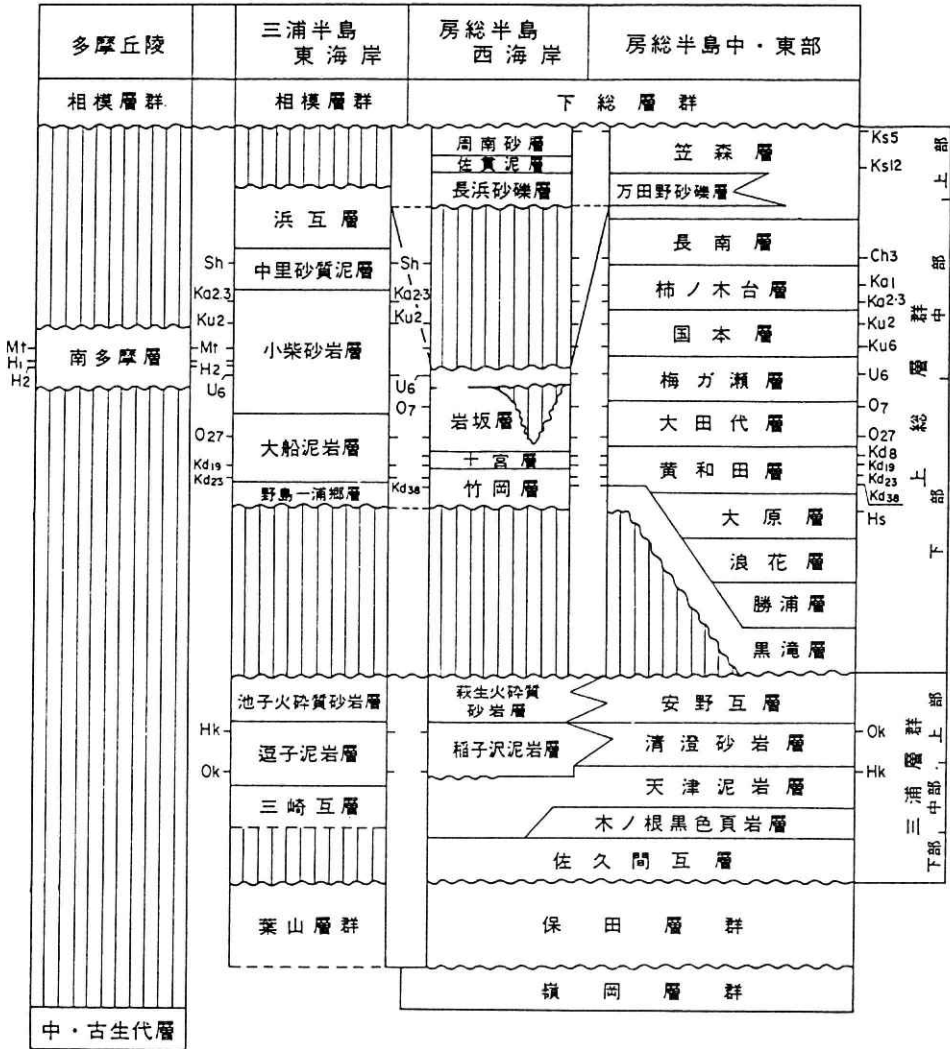
表16 関東地域新第三系層序区分 (足立・他, 1986)。

Table 16 Stratigraphy of the Neogene Systems of the Kanto area (after Adachi *et al.*, 1986).

地質年代 Blow の区分 ×10 ⁴ 年	房総半島	三浦半島	大磯丘陵	丹沢南部	丹沢北部	甲府北部	関東山地 東部	秩父盆地	岩殿丘陵	関東山地 北部	富岡 下田	秩父 間宮	群馬北部	栃木県 中北部	桐生	足立
新 世	N23 下総層群	相模層群	二宮層群	山北層群			豊岡層群		物見山層			鼻曲山火山 噴出物		川崎層群		
1.8	N22 上総層群	上総層群		足柄層群			仏子層		飯能層群							
鮮 新 世	N21 上総層群		藤取山 礫岩層 西蔵取山 礫岩層				水ヶ森 火山岩類					細の峰層				四倉層
N20																
N19	安野層	池子層														仁公依層
5.1	N18 三浦層	三浦層	大磯層				太良ヶ崎 火山岩類					扶間層		丸山礫岩		
N17	浦	浦	蓮子層				三富層					本宿層				
9.1	N16 浦	浦														
N15	天津層	三崎層		愛川 垂層群	岩殿山層							板鼻層	板鼻層	大江野層	久保田層	
N14				鎌ヶ谷 垂層群	大月層							上座層		田野倉層		小沢層
N13												吉井層		大金層		下手園層
N12																
N11																
N10																
N9	本ノ根層		高麗山 層群	大 山 垂層群	扶山層											
N8	佐久間層			赤糠ヶ岳層	道志層											高久層群
16.5				塔ヶ岳 垂層群	鹿留層											中山層
N7																湯長谷層群
N6																
N5	保田層群	栗山層群														
N4																
N3																

表17 三浦層群及び上総層群の模式層序 (三梨・他, 1979).

Table 17 Typical stratigraphy of the Miura Group and Kazusa Group (after Mitsunashi *et al.*, 1979).



Oda (1977) の *Globorotalia miozea conoidea* 帯の上部に対比される。Blow (1969) の N 20 帯に相当し、地質年代は中期鮮新世で、房総半島の三浦層群安野層上～中部に対比される。No.8-2 は *Globigerinoides ruber*, *Globorotalia conoidea*, *Globorotalia sphericomiozea* が共存する。2000 サンプルには、*Globorotalia conoidea* が産出する。No.9-1 には有孔虫化石を産出しない。2200 サンプルでは、*Globorotalia conoidea*, *Globorotalia sphericomiozea*, *Globorotalia tumida*, *Sphaeroidinellopsis seminulina* が共存する。No.8-2 から下部では *Globorotalia crassaformis* が産出しないことから、No.8-2 から2200 サンプルの間は Oda (1977) の *Globorotalia miozea conoidea* 帯下部に対比されると考えられる。Blow (1969) の N 20 帯に相当し、地質年代は中～前期鮮新世で、房総半島における三浦層群安野層下部に対比される。No.10 には有孔虫化石は産出しない。No.11 では *Globoquadrina dehiscens*, *Globigerina druryi*, *Sphaer-*

oidinellopsis subdehiscens が共存することから、Oda (1977) の *Globorotalia cf. miozea conoidea* 帯に対比される可能性があるが確定は出来ない。予察的な石灰質ナンノ化石の調査 (帝国石油, 1992) では、NN 9 帯 (Martini, 1971) 上部, CN 7 b (Okada and Bukry, 1980) に対比される可能性を示している。石灰質ナンノ化石の結果を重視すれば、本サンプルは三浦層群天津層に対比される可能性がある (蟹江・他, 1991)。地質時代は中期中新世末にあたる。サンプルの数が少なく、試料間隔が大きいことから、今回の調査では細かな区分を行うことができなかった。今後、石灰質ナンノ化石も加えたより詳細な調査を行うことを計画している。

次に第四紀／第三紀境界を推定する。Oda (1977) によれば、*Globorotalia truncatulinoides* の出現をもって、第四紀／第三紀の境界が規定されている。これに従えば、第四紀／第三紀境界は No.1-2 と No.2 の間になる。また、予察的な石灰質ナンノ化石の調査によれば、500/520 m

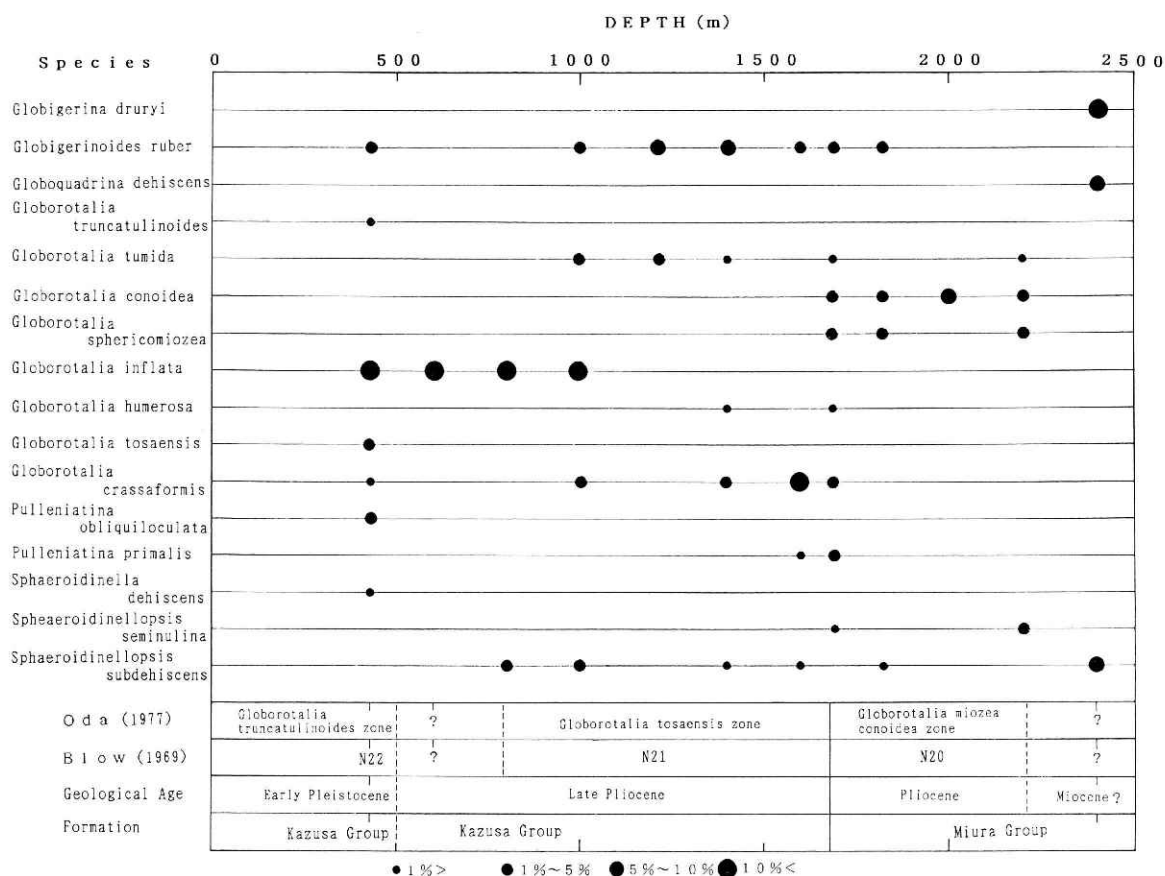


図20 浮遊性有孔虫化石分析結果。

Fig. 20 Result of the planktonic foraminiferal analysis.

間に設定される（帝国石油，1992）。これらの事実から、本孔井における第四紀／第三紀境界は深度約500 m付近に存在するものと考えられる。

最後に底生有孔虫化石による古環境の推定を行う。古環境の推定は長谷川・他（1989）の基準に従って行った。図21に主な底生有孔虫の産出頻度を示す。群集組成の特徴に基づいて、以下の5化石帯を設定した。

(1) *Gyroidina orbicularis*-*Chilostomella ovoidea* 帯 (No.1 サンプル)

この試料には石灰質の *Gyroidina orbicularis*, *Chilostomella ovoidea*, *Sphaeroidina bulloides*, *Oridorsalis umbonatus*, *Siphonodosaria* 属などの上～中部半深海性種が多産する。

(2) *Bulimina striata*-*Cassidulina norcrossi* 帯 (No.2～No.4 サンプル)

これらの試料の有孔虫化石の産出は、石灰質種の *Bulimina striata*, *Nonionellina labradricum*, *Cassidulina norcrossi*, *Oridorsalis umbonatus* などの上～中部半深海性種に、*Cibicides aknerianus*, *Pseudononion japonicum* などの浅海性種を伴う。

(3) *Melonis pompilioides*-*Uvigerina akitaensis* 帯 (No.5～No.7 サンプル)

これらの試料には石灰性種の *Melonis pompilioides*,

Melonis parkerae, *Uvigerina akitaensis*, *Bolivinita quadrilatera*, *Bulimina striata* などの上～中部半深海性種が多産する。

(4) *Globobulimina* spp.-*Nonionellina labradricum* 帯 (No.8 サンプル)

この試料は産出量は少ないが、石灰質種の *Nonionellina labradricum*, *Globobulimina* spp., *Loxostomum bradyi* などの上～中部半深海性種がわずかに産出し、浅海性種の *Cibicides aknerianus* を伴う。

(5) 貧化石帯 (2000～No.10 サンプル)

これらの試料は無化石ないし貧化石である。

(6) *Martinottiella communis*-*Melonis parkerae* 帯 (No.11 サンプル)

この試料には砂質有孔虫化石の *Martinottiella communis*, *Cribratostomoides* spp. と石灰質種の *Melonis parkerae*, *Uvigerina proboscidea* などの上～中部半深海性種に *Cibicides* などの浅海性種を伴う特徴が認められる。

以上の結果を総合すると、調査区間を通じて上～中部半深海帯の堆積環境が推定される。

6.1.2 E層の対比

深度2579 m以下に分布するE層は、上位のD層とは明瞭な不整合関係で接している。検層によるP波速度や

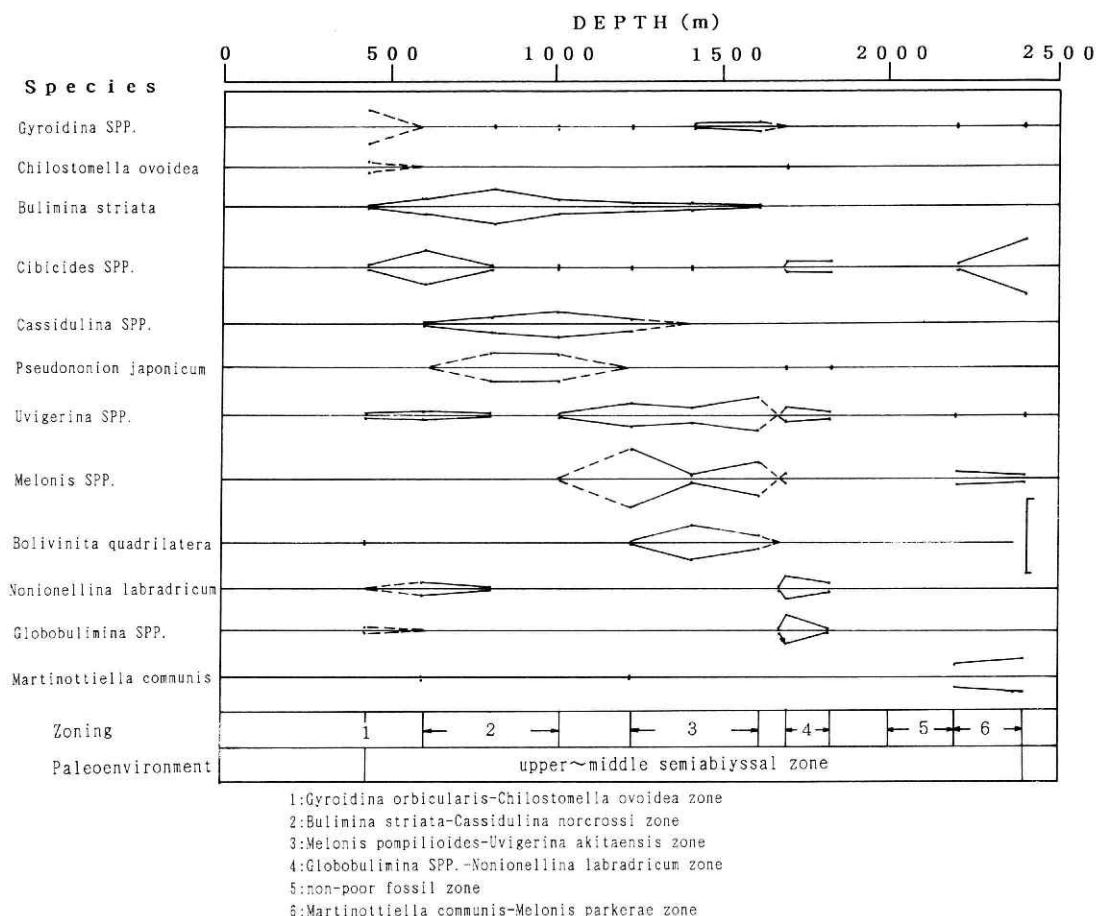


図21 底生有孔虫化石分析結果.

Fig. 21 Result of the benthonic foraminiferal analysis.

地層密度も、上位層よりも著しく大きくなっている。カッティングやコアの観察では、本層はよく固結した硬質砂岩、泥岩、含礫泥岩やチャート、緑色岩等よりなり、先新第三紀層に相当すると考えられる。砂岩や泥岩の変成はほとんどない。顕微鏡観察によれば、砂岩や泥岩の構成粒子には多結晶の石英、長石類が多く含まれ、花こう岩や片麻岩またはより古い時代の砂岩に由来すると推定される。また、No.14 コアは堆積性の構造を有する緑色岩である。以上のような特徴から、本層は関東山地に広く分布する中生代の秩父帯に属する可能性が大きいと考えられる。ただし、秩父帯のどの層準に対比されるかは、今後の調査に待たねばならない。

6.1.3 地層傾斜

前述のように、地層傾斜検層による傾斜方位や傾斜角は、各層毎に特徴的な様相を示す。E層における測定値は実際の地層の方位や角度ではなく、クラックの示す方位や傾斜を示しているものと推定されるので、ここではC層及びD層について検討を行う。

C層(上総層群)の傾斜方位は、概ね北、北東～南西または東方向が大半であり、その他の方位は少ない。このことは本井の上総層群が堆積した時の堆積盆の中心が、江東からみて北ないし東方向にあったことを示している

ものと考えられる。細かくみると、C層下部ほど東方向が優勢で、上位になるに従って北方向が卓越するように見える。このことは、C層の下部から上部に年代が新しくなるに従って、堆積の中心が徐々に西方に移動していることを示しているものと考えられる(三梨・山内, 1988)。

一方、D層(三浦層群)に関しては、深度1900m付近を境にして、それより上部と下部では傾斜方向が大きく異なっている。また同様に、傾斜角も1900mから下部では、上部に比べて大きくなっていることがわかる。つまりD₁層の下部付近を境にして、D層の上部と下部では、堆積環境の大きな変化があったと考えられる。具体的には、D₂層～D₇層の堆積期には、江東の南東ないし南方向に堆積の中心が存在したのが、D₁層の時期以降には北東ないし西方向に移動したと推定される。このことは新第三紀後期に推定されている関東平野の大規模な海進となんらかの関係があるのではなかろうか。すなわち、三浦層群の前ないし中期まで関東平野の北東部は陸域であったのが、三浦層群の後期から海進が進み、上総層群の堆積期には関東平野はすべて海面下に没したことが、孔井データから知られている(鈴木・他, 1983)。上記の傾斜方向の変化は、この海進がD₁層の時期に始まった可能性を示唆している。

6.1.4 音波速度

図 22 に、各深層観測井における P 波速度の、砂礫部を除いた平均的な値を地層区分とともに示す。データは鈴木・他 (1981) による。各井とも、地層区分と P 波速度の間には明らかな関係がある。すなわち、上総層群では 1.8km/sec ないし 2.5km/sec、三浦層群では 2.5km/sec ないし 3.3 km/sec、先新第三紀層では 4.0 km/sec ないし 5.5 km/sec の P 波速度に対比させることができる。なお、岩槻井においては、上総層群の中に 2.2 km/sec から 2.5 km/sec にステップ状に P 波速度が変化する境界があるが、この境界 (深度 918 m) を境にして、コア試験による物性データ (音波速度、密度、間隙率、含水率、圧縮強度) が大きく変化しており (高橋・他, 1983)、物性データからは深度 918 m を上総層群と三浦層群との境界にするほうが良いと考えられる。今後の検討課題である。

このように、各地層の分布と P 波速度との間に密接な関係があることがわかったので、逆に屈折波探査などで地下の P 波速度構造が推定できれば、地質構造を推定することが可能となる。これについては後で詳述する。

なお、府中の先新第三系の P 波速度の下限値が他井に比べてかなり小さいのは、コア観察からもわかるように、

大きな破碎帯が存在するためと考えられる (鈴木・高橋, 1985)。

次にコア試験による P 波速度と、音波検層値との比較を行う。5.8 で述べたように、コア試験の測定値は音波検層値よりもやや小さくなるが、このような現象は府中井でも同様である (鈴木・高橋, 1985)。コアの測定値の方が小さい理由としては、封圧がある状態での測定 (検層) と無い状態での測定 (コア試験) による違いや、コア採取時や試供体作製中の機械的な衝撃によるクラックの発生による測定値の低下などが考えられる。

6.1.5 密度測定

図 23 に、密度検層で得られた各深層観測井の平均的な密度測定値を示す。密度も P 波速度と同様に、各地層毎に特有の値を示す。すなわち、上総層群では 1.80 g/cm³ ないし 2.05 g/cm³、三浦層群では 2.10 g/cm³ ないし 2.35g/cm³、先新第三系では 2.40g/cm³ ないし 2.70g/cm³ となる。府中の先新第三系の密度の下限値が他井の先新第三系よりも小さいのは、破碎帯が存在する影響と考えられる。

一方、自然状態のコアの比重測定値 (表 7) と検層値を比較すると、同じ地層内ではほぼ同様な値を有することがわかる。

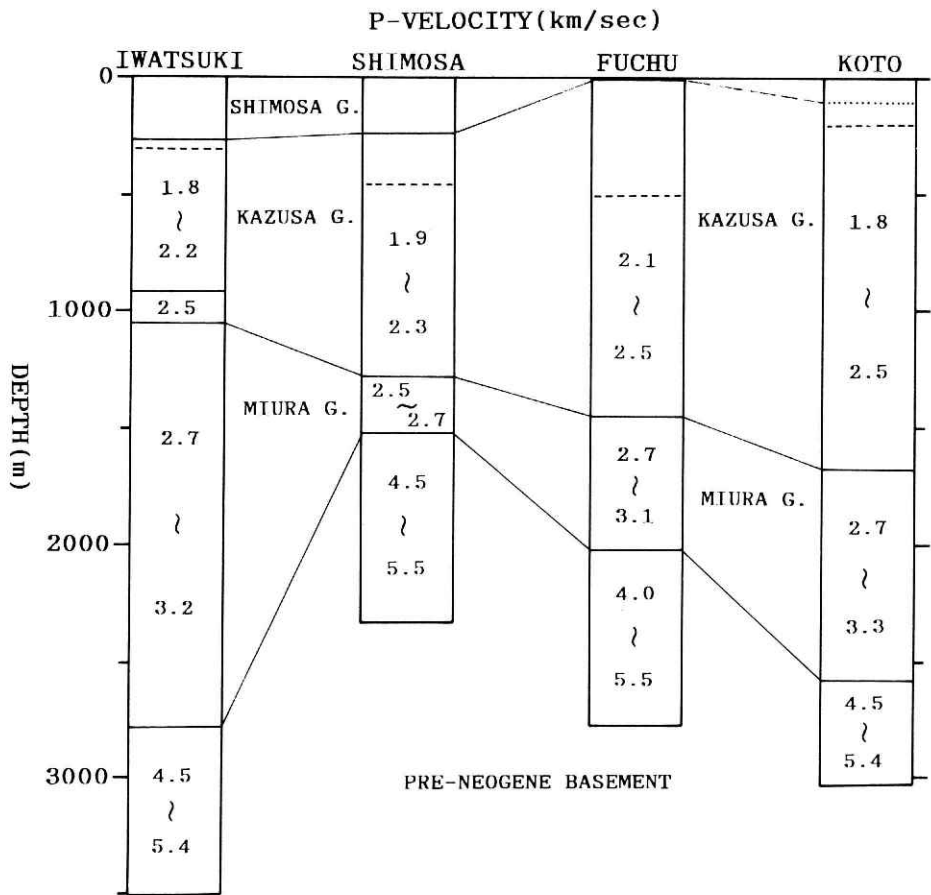


図22 深層観測井の P 波速度分布と地層の対比。

Fig. 22 Correlation between P-wave velocities and the stratigraphy of the deep observation wells.

6.1.6 地殻熱流量

本井で得られた地殻熱流量(表11)を、関東平野内の他のデータと比較する。図24は、鈴木(1991)による関東平野及び周辺の地殻熱流量分布図に本データを加えて作り直したものである。東京湾奥部とその北側及び房総半島東部・南部に30 mW/m²以下の低地殻流量域が分布し、西部及び北部の山地に向かって地殻熱流量が徐々に大きくなるような特徴を示している。また、東京と神奈川の境界域では、相対的に高い値が西側の関東山地から張り出しており、その北側の低い地域とは対照的である。この高熱流量域と30 kmより浅い地震の頻発域が一致しており(鈴木, 1991), 両者の間に何らかの関係があることを示唆している。

6.1.7 含水比及び有効間隙率

本井で得られた含水比及び有効間隙率を、同様な測定が行われている下総井(鈴木・他, 1983)と府中井(鈴木・高橋, 1985)の結果と比較する。含水比は、下総井の上総層群では36.2%ないし22.4%, 三浦層群では21.3%ないし20.2%である。また、府中井では上総層群は31.3%ないし27.2%, 三浦層群は15.5%ないし11.5%であり、江東井とはほぼ同様な値となる。一方、有効間隙率は、下総井の上総層群では49.6%ないし

44.0%, 三浦層群では37.5%ないし26.0%, 府中井の上総層群では48.0%ないし40.2%, 三浦層群では31.6%ないし26.0%であり、これも江東井とほぼ同じ値になることがわかる。

このような結果から、関東平野内においては、同じ層準であれば含水比や有効間隙率は広範囲に同様な値になることが明らかであり、地層の対比にも有効なことがわかる。

6.1.8 圧密試験及び一軸圧縮強度

江東井の圧密降伏応力(表8)及び一軸圧縮強度(表9)を、下総井(鈴木・他, 1983), 府中井(鈴木・高橋, 1985)の値と比較する。圧密降伏応力は、下総井では、上総層群で59.0kg/cm²ないし160.0kg/cm², 三浦層群で164.0kg/cm²ないし184.0kg/cm², 府中井では、上総層群で88kg/cm²ないし225kg/cm², 三浦層群で295kg/cm²ないし370kg/cm²であり、両井とも江東井ほど大きな層準の違いによる変化は見られない。江東井の三浦層群の圧密降伏応力が下総井, 府中井よりもかなり大きいのは、江東井の不整合の時間間隔が、下総, 府中井よりも大きいためであろうか。

一方、一軸圧縮強度を見ると、下総井では、上総層群で60kg/cm²ないし120kg/cm², 三浦層群で168kg/cm²

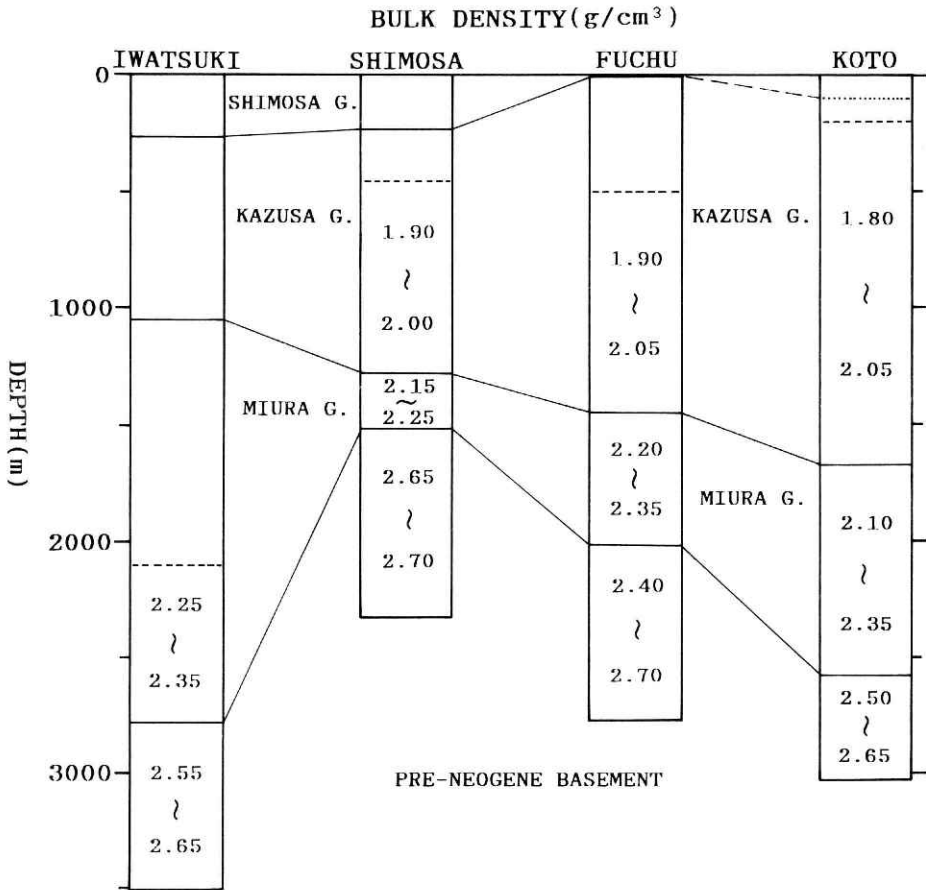


図23 深層観測井の密度分布と地層の対比。

Fig. 23 Correlation between bulk densities and the stratigraphy of the deep observation wells.

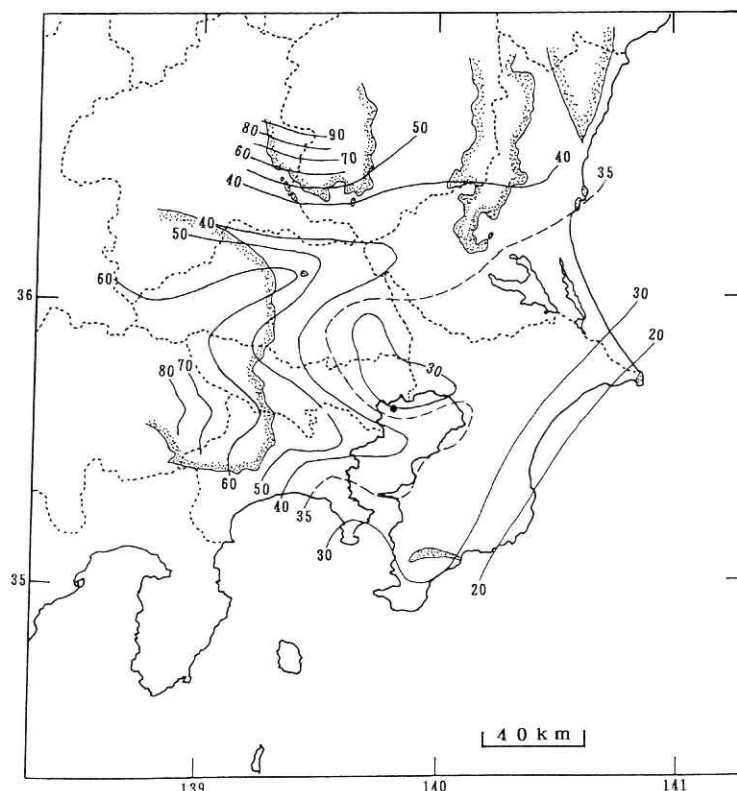


図24 関東地域の地殻熱流量の分布. コンター間隔は 10W/m^2 (実線) または 5W/m^2 (破線). 黒丸は江東井を示す.

Fig. 24 Terrestrial heat flow distribution of the Kanto area. Contour interval is 10W/m^2 (solid line) or 5W/m^2 (broken line). Solid circle indicates the Koto well.

である。府中井では上総層群で 81.4 kg/cm^2 ないし 182.0 kg/cm^2 、三浦層群で 74.0 kg/cm^2 ないし 119.0 kg/cm^2 で、深さとの相関は大きくない。深さ方向で測定値がバラつく傾向は江東井でも見られる。

以上のような結果を見ると、圧密降伏応力や一軸圧縮強度と深度との相関は必ずしも大きくなく、星野・他 (1992) が示したような、一軸圧縮強度による地層の区分や対比は容易ではないと考えられる。

6.1.9 間隙水分析

江東井の間隙水分析の結果を、周辺の孔井の間隙水またはガス付随水の分析結果 (福田, 1979; 鈴木・他, 1983, 鈴木・高橋, 1985) と比較する。なお、福田 (1979) で報告されているデータのほとんどは上総層群のデータである。また、 SO_4^{2-} 、 NO_3^- に関しては比較するデータがないので、比較の対象としない。

上総層群中の分析値では、江東井の値は HCO_3^- を除いて、船橋・江戸川・千葉等の東京湾岸地域、九十九里地域、成田地域、草加地域よりも低く、野田や岩槻等の関東平野内陸部の孔井と同程度の値を示す。しかし、府中、横浜、木更津地域よりは高い。 HCO_3^- については、他の地域と同等かやや高い値を示す。 HCO_3^- の濃度は他の成分と異なって深度の増加に応じて減少する傾向である。これは HCO_3^- の大部分が有機物の酸化、分解によ

て生成される (須藤, 1967) ことから説明される。 Cl^- は、江東井の上総層群では最大約 12000 mg/l の値を示す。上総層群は海底堆積物であるので、間隙水は地層堆積時の海水が地層中に閉じ込められた化石水と考えられる。 Cl^- は他の成分と比べて化学的に安定で、吸着、溶出等の影響が少ない (杉崎・他, 1963) とされているので、初生的には海水の Cl^- 濃度 (約 19000 mg/l) を有していたであろう。それが現在の値になったのは、 Cl^- の少ない地表水が地層の深所にまで浸入して希釈されたものと考えられる。江東で東京湾岸の他地域よりも Cl^- が少ないのは、地表水の浸入する環境が他地域よりも長く続いたことを示唆する。また、河井 (1961) によれば、深度 600 m における Cl^- 濃度は、江東井の付近では 5000 ないし 10000 mg/l である。No. 2 試料 (深度 600 m) の Cl^- 濃度が 5583 mg/l であるので、ほぼ同等な値となる。No. 4 の試料 (深度 1000 m) は上総層群の他の試料と異なって、 Na^+ 、 K^+ 、 NH_4^+ 、 NO_3^- 、 Cl^- の成分が、深度の増加に伴う増加または減少の傾向から逸脱しているが、その理由は不明である。

三浦層群中の分析値は、比較できるデータが下総井と府中井のみである。三浦層群の分析値は各井ともバラつきが大きく、上総層群で見られるような、深度に対する比較的単純な関係を得ることは困難である。これは地層

堆積後の長期間の続成作用による化学成分の吸着や溶出が上総層群よりも一層進んでいるためと考えられる。分析値を見ると、 Cl^- や Na^+ 等の主要な成分は三孔井ともほぼ同程度であるが、他の成分は大きさまでである。江東井では Ca^{2+} に対して Mg^{2+} のほうが大きい、他では逆になっている。また、 HCO_3^- は江東井が他に比べて2ないし3倍大きい。江東井のNo. 10の試料（深度2200m）の Br^- 、 I^- の分析値は他井に比べて著しく大きい。この様な大きな値は、関東平野の他の孔井では得られていないものであり、特殊な堆積条件なのか、または分析操作上の問題があるのか判断できない。今後再調査、検討を行う必要がある。

6.1.10 花粉・孢子化石分析結果のまとめ

5.12 で示した花粉・孢子化石の分帯に基づいて、地層の対比を試みる。*Tsuga*, *Picea*, *Pinus*, *Taxodiaceae* などの針葉樹花粉が多産すること、*Metasequoia* を連続して産出する等の特徴によって、I～II帯とも房総半島における上総層群の国本層下部以深（大西，1969）、多摩丘陵における上総層群の連光寺層下部以深（宮下，1986）に対比されると考えられる。このうち、I帯及びIII帯は、*Liquidamber* や *Fagus* の割合が上記房総半島や多摩丘陵の上総層群よりも大きいことから、上総層群よりも下位の層準に対比される可能性がある。しかし、上総層群よりも下位の地層に関しては、花粉分析がほとんど行われていないため、現段階では対比の検討はできない。これらの結果は、No. 7 試料を除いて有孔虫化石による地層の対比結果（6.1.1）と調和的である。

6.2 A層及びB層の対比

A層及びB層に関しては、検層データやコア、カッティング試料がないので、土質ボーリングの報告を検討して、地層の対比を試みる。東京湾岸地域の浅層地質に関しては、遠藤（1978）、清水（1984）による総括的研究があり、また東京都港湾局（1972，1995）によって東京湾地盤図及び各種調査データの総括が発表されている。対比は主としてこれらによって行った。

A層（深度7.6 m～67.5 m）は未固結の非常に軟弱な内湾～汽水性の堆積層であり、沖積層に対比される。N値を見ると、 A_1 層に比べて A_2 層の値が大きく、より固結が進んでいる。このことから A_1 層は有楽町層、 A_2 層は七号地層に対比されると考えられる。地質年代は、 A_1 層が沖積世、 A_2 層が最上部洪積世に当たる。

B層（深度67.5 m以下）は、粘土、シルト、砂、砂礫層が細かく変化し、堆積環境は淡水～内湾性である。A層に比べて固結度はかなり大きい。この様な特徴から、本層は江戸川層（遠藤，1978）に対比されると考えられる。深度81.3 mから210 m間の地質試料がないので、本層と下位のC層との境界がどの程度の深度になるのかは推測の域を出ない。しかし、4.7で述べたように、温度検層データ（図8）から、78.6 m以下に分布する砂礫層が深度115 m付近にまで続いていると考えられるので、深度115 m付近がB層とC層（上総層群）の境界としても、大きな違いは生じないであろう。この推定は遠藤

（1978）の結果とも調和的である。B層の地質年代は更新世中～後期となる。

6.3 地層対比結果のまとめ

6.1.1，6.1.2 及び 6.2 の結果をまとめて、本井の地質層序を要約すると、表18のようになる。

6.4 地質層序と地殻構造探査の比較

6.1.4 で示したように、地質層序と音波検層によるP波速度との間には明瞭な関係が存在する。そこで、江東井の近傍で実施された地殻構造探査の結果と比較して、これらとの関係を考察する。

比較した構造探査測線を図25に示す。(a)及び(b)は、江東井の東約2 kmの15号埋立地（夢の島）を爆破点とする屈折波構造探査測線（首都圏基盤構造研究グループ，1989）である。また、(c)は東京湾内で実施されたマルチチャンネル反射法探査（加藤，1984）の測線の一部である。図26にそれぞれのP波速度構造断面や反射構造断面を、江東井の地質及び音波速度の深度断面と深度を揃えて示す。なお、(a)，(b)のP波速度構造は、それぞれの測線の最も夢の島寄りの部分の結果である。

まず屈折波による構造を見ると、(a)では4層、(b)では3層の速度層に区分される。しかし、大局的に見れば両測線とも3層に大別することができる。すなわち、(a)の1.7 km/sec層と2.0 km/sec層、2.7 km/sec層及び5.35 km/sec層が、それぞれ(b)の1.8 km/sec層、2.8 km/sec層及び5.5 km/sec層に対比できる。両者の間の速度や深度の違いは、測線の方向や観測点間隔の違い等によって生じたものと考えられる。これらの結果を江東井の音波検層結果と比べると、速度、深度とも多少の違いがあるものの、概ね一致することがわかる。すなわち、屈折波探査による1.7 km/secないし2.0 km/sec層が上総層群に、2.7 km/secないし2.8 km/sec層が三浦層群に、また、5.35 km/secないし5.5 km/sec層が先新第三系に対比されることが明瞭である。なお、下総層群から上位の地層は、層厚が薄いので屈折波探査では区分できていない。深度に関しては、江東井の地層境界深度よりも、屈折波による深度が最大20%程度浅くなる傾向である。このようなことから、屈折波探査による速度構造は、注意深く用いることにより、地質構造に読み替えることが可能と考えられる。

次に反射波探査結果(c)と比較すると、X反射面が上総層群と三浦層群の境界に、YZ反射面が三浦層群と先新第三系の境界に相当すると推定される。ただし、反射波探査による反射面は必ずしも地層の境界を示しているとは限らず、地層内の厚い砂礫層等の強い反射面を示していることもあるので、屈折波の結果よりも、より注意深い取扱が必要である。

以上のような結果から、屈折波や反射波探査から得られた速度構造や反射構造によって、概略的な地質構造の推定が可能となることがわかる。東京湾周辺のように比較的地質構造が単純で、また、数多くの構造探査が実施されている場合は、孔井データと比較、修正することにより、より精度の高い地質構造を得ることができる。次節以下

表18 江東井の地質層序のまとめ。

Table 18 Summary of the stratigraphy of the Koto well.

深度 (m)	地層区分		対比される地層	地 質 年 代	備 考
0～ 7.6	埋 土				不整合
7.6～40.8	A	A ₁	有 楽 町 層	完 新 世	
40.8～67.5		A ₂	七 号 地 層	後 期 更 新 世	
67.5～81.3	B		下 総 層 群 江 戸 川 層	後～中期更新世	
81.3～ 210					不 明
210～ 500	C	C ₁	中 上 総 層 群	前 期 更 新 世	不整合
500～1677		C ₂ ～ C ₈	中 ～ 下 部 上 総 層 群	後 期 鮮 新 世	
		D	D ₁ ～ D ₇	上 ～ 中 部 三 浦 層 群	
1677～2579					不整合
2579～3030	E	E ₁ ～ E ₂	秩 父 累 帯	中 ～ 古 生 代	不整合

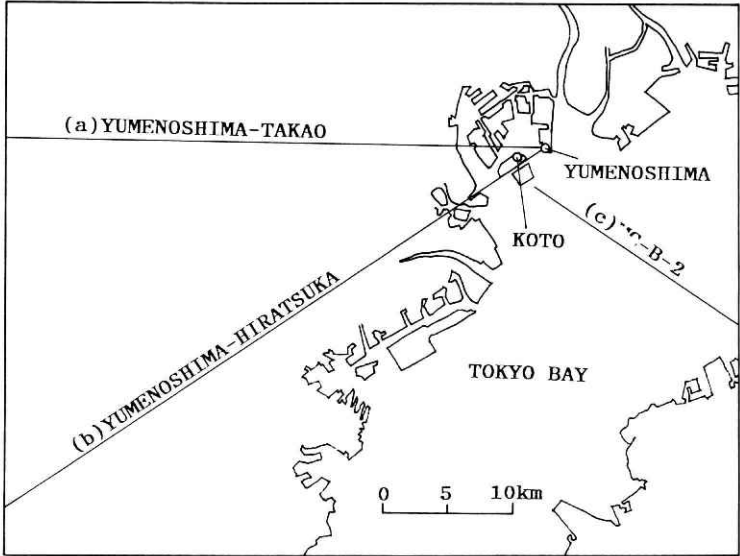


図25 江東井と対比した物理探査測線の位置。(a)：夢の島—高尾屈折探査測線(嶋・他, 1978a), (b)：夢の島—平塚屈折探査測線 (山中・他, 1988), (c)：東京湾マルチチャンネル反射探査測線 (加藤, 1984)。

Fig. 25 Location of the geophysical survey lines which were correlated to the Koto well. (a) : Yumenoshima-Takao seismic refraction survey line (Shima *et al.*, 1978a) (b) : Yumenoshima-Hiratsuka seismic refraction survey line (Yamanaka *et al.*, 1988) and (c) : Tokyo Bay multi-channel seismic reflection survey line (Kato, 1984).

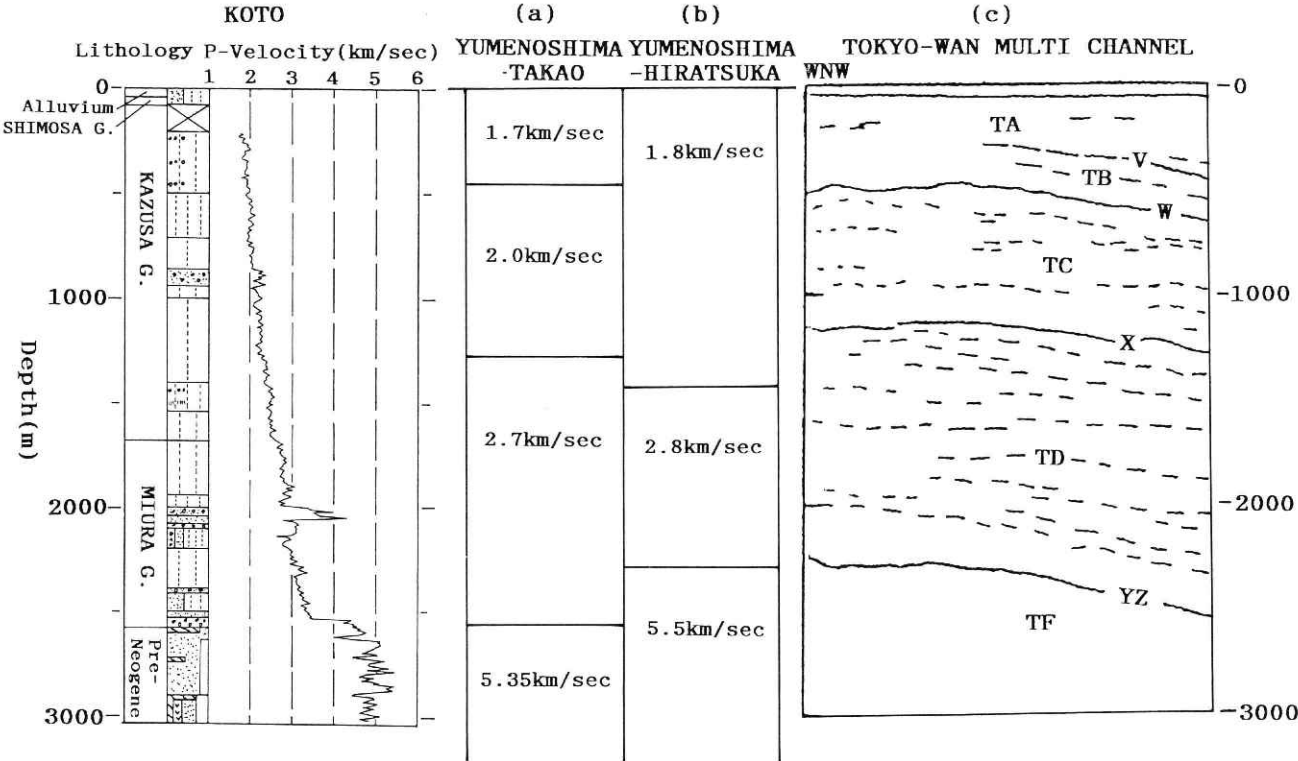


図26 物理探査結果と江東井の地質構造の比較. (a), (b), (c)はそれぞれ図25の(a), (b), (c)に対応する.
Fig. 26 Comparison between the results of the geophysical surveys and the geological structure of the Koto well. (a), (b) and (c) corresponds to these of the Fig. 25, respectively.

で構造探査, 孔井データを総合した東京湾周辺地域の地質構造の推定を行う。

6.5 東京湾周辺の地質構造

6.5.1 関東平野の孔井データの概略

江東観測井で得られた地質及び検層データ及び、いまままで東京湾周辺や関東平野内で実施された孔井の諸データと、屈折法や反射法等の構造探査を総合して、東京湾周辺地域の地質構造の解明を試みる。

表 19 に用いた孔井の一覧表, 図 27 に孔井位置図, 図 28 に参考にした構造探査測線図を示す。各孔井の深度や地層区分は表 19 の文献によった。各孔井間の地層の関係を示すために、データが揃っている主要な孔井について、地質柱状図及び電気検層図（比抵抗及び SP）を並べて、孔井対比図を作成した（図 29）。地層区分については、原論文では地域によって地層名が異なっているの、房総半島や三浦半島で一般に用いられている地層名によって代表させ、地質年代がほぼ等しいものは同じ名称によってまとめた。すなわち、完新統を除いて、上位から下総層群（後期更新世）、上総層群（後期鮮新世～前期更新世）、三浦層群（中期中新世～前期鮮新世）、保田・葉山層群（前期中新世）及び先新第三系と区分される。新第三紀以降の各地域の地層間の対比は表 16 及び 17 を参照のこと。各地層の境界のうち、下総層群と上総層群の境界は、両者の岩相が類似しているため、カッティングや電気検層図だけでは区別が困難であり、各研究者によってその値

に違いがある。そのため、表 19 に示す値もかなりの誤差を含んでいるものと推定される。今後微化石等による再調査が行われれば、表 19 に示す深度がかなり変更される可能性がある。また、上総層群の下限に関しても、従前のデータは主として岩相、電気検層及び底生有孔虫によって区分が行われている。しかし、下総井、船橋観測井、江東井などのように、種々のデータから上総層群の基底が明かな孔井でも、電気検層の比抵抗値や SP が上総層群と下位層との境界で顕著に変化している様子はない。また、岩相の変化もカッティングの観察によるかぎり、それほど顕著な変化を示す例は多くない。これらのことは、電気検層や岩相変化だけで地層区分を行うことの困難性を示すものであり、従来の上総層群の基底深度も再検討を加える必要があるものと考えられる。図 29 においても、著者は川崎井や保土ヶ谷井の上総層群の基底は、原論文よりも深くすべきものと判断し、表 19 に変更を加えている。その理由として、川崎井の場合は浮遊性有孔虫による層序区分と密度検層や音波検層による測定値が、孔底に至るまで他井の上総層群の値の範囲内であることが指摘される。また、保土ヶ谷井の場合は、最近ごく近傍で掘削された深度約 2000 m の孔井で、浮遊性有孔虫や検層結果から上総層群の基底深度が約 1400 m であることが明らかになったことがその理由である（鈴木, 1994）。すなわち、保土ヶ谷井の岩相や検層カーブは、この孔井のものと良く似た特徴を示しており、その深度もほぼ一致し

表19 孔井一覧。孔井の番号は図27の数字と対応する。

Table 19 List of the referred wells. Numbers of the list correspond to the numbers of Fig. 27.

番号	孔 井 名	孔口標高 (m)	掘 止 深 度 (m)	先新第三系上 面深度 (m)	三浦層群基底 深度 (m)	上総層群基底 深度 (m)	下総層群基底 深度 (m)	参 考 文 献
1	藤岡GS-1	71	2933	達せず	達せず	524	(209)	福田(1964)
2	結城R1	36	1073	達せず	達せず	314	不明	鶴田(1965)
3	結城R2	35	1388	達せず	達せず	320	不明	鶴田(1965)
4	防災石下	16	887	502	欠	502	不明	池田・塚原(1987)
5	防災つくば	25	575	385	欠	385	不明	塚原・他(1983)
6	地理院つくば	25	790	462	欠	462	36	帝国石油(1974)
7	土浦ST-1	9	491	達せず	?	達せず	45	帝国石油(1974)
8	春日部GS-1	5	3098	3067	3058	1036	206	福田(1962)
9	岩槻地殻活動観測井	9	3501	2888	2888	1030	226	高橋・他(1983)
10	松伏SK-1	5	2001	1595	1595?	995?	350	城戸(1964)
11	草加R-2	3	1583	達せず	達せず	1207	202	福田・他(1988)
12	野田R-1	8	1123	1029	欠	1029	232	福田・他(1974)
13	流山NK-1	3	1522	1479	1479	1247	186	福田・他(1988)
14	草加R-1	2	1798	達せず	達せず	1308	528	河井(1961)
15	瑞穂	142	260	228	欠	228	-138	川島・他(1985)
16	武蔵村山	124	579	537	欠	537	不明	川島・河合(1980)
17	昭島	119	302	269	269	259	不明	川島・他(1990)
18	立川	75	929	896	896?	792	-66	遠藤・他(1978)
19	八王子	109	592	572	欠	572	-100	川島・他(1984)
20	府中地殻活動観測井	45	2738	1977	1977	1449	欠	鈴木・高橋(1985)
21	東久留米	40	969	達せず	達せず	達せず	129?	川島・遠藤(1972)
22	保土ヶ谷R-2	42	2053	達せず	達せず	926	不明	菊池(1962)
23	川崎GS	3	1013	達せず	達せず	698	不明	福田・他(1976)
24	磯子R-4	3	1407	達せず	達せず	1051	不明	菊池(1964)
25	江戸川ER-10	3	2049	達せず	達せず	1689	289	河井(1961)
26	江東地殻活動観測井	7	3023	2572	2572	1670	不明	本報告
27	下総地殻活動観測井	23	2307	1491	1491	1266	354	鈴木・他(1983)
28	船橋FR-18	7	2100	2064	2064	1870	473	福田・他(1974)
29	船橋地盤沈下観測井	3	2143	2136	2136	1917	451	楢井・他(1972)
30	八千代台R-1	27	1676	達せず	達せず	達せず	423	石和田・他(1962)
31	新利根R-1	3	836	810	欠	810	137	石井(1962)
32	豊住R-1	5	870	844	欠	844	不明	福田・他(1988)
33	成田R-1	7	1046	1011	欠	1011	143	石井(1962)
34	佐倉R-1	3	1519	1507	欠	1507	267	菊池(1964)
35	菱田R-1	41	908	897	欠	897	不明	菊池(1963)
36	多古R-1	7	819	818	欠	818	8	石井(1962)
37	小見川R-1	1	662	658	欠	658	50	石井(1962)
38	鹿島KT-1	5	905	882	882	565	不明	石井(1962)
39	防災波崎	4	801	達せず	達せず	441	41	塚原・池田(1986)
40	八街R-2	46	1949	1943	1943	1846	224	河井(1961)
41	成東R-2	7	1999	1993	1993	1899	不明	石和田・他(1962)
42	蓮沼TR-1	1	1444	1429?	1429?	1359	不明	河井(1961)
43	旭R-2	4	736	733	欠	733	不明	河井(1961)
44	旭R-1	6	560	545	欠	545	不明	河井(1961)
45	飯岡R-1	5	396	395	欠	395	不明	石和田・他(1962)
46	四街道R-1	不明	2000*	達せず	達せず	達せず	460*	菊池(1963)
47	千葉P-1	37	1924	達せず	達せず	達せず	463*	樋口・斉藤(1965)
48	千葉FR-10	不明	2000*	達せず	達せず	達せず	250*	楢井・他(1975)
49	千葉HA-10	不明	1980*	達せず	達せず	達せず	290*	楢井・他(1975)
50	MITI2000	不明	2000*	達せず	達せず	達せず	290*	楢井・他(1975)
51	八幡K-6	不明	2000*	達せず	達せず	達せず	不明	石和田・他(1962)
52	五井R-1	不明	1305*	達せず	達せず	達せず	300*	河井(1961)
53	鷺OT-1	不明	1926*	達せず	達せず	達せず	欠	樋口(1964)
54	大佐和GS-1	11	2541	達せず	1467	279	欠	石和田・三梨(1965)

注1：各深度は*印を除いてすべて平均海面からの値に換算した。*は地表面からの深度を示す。-は平均海面より上であることを示す。
 注2：春日部GS-1の深度3058~3067m間は断層破砕帯と報告されている。

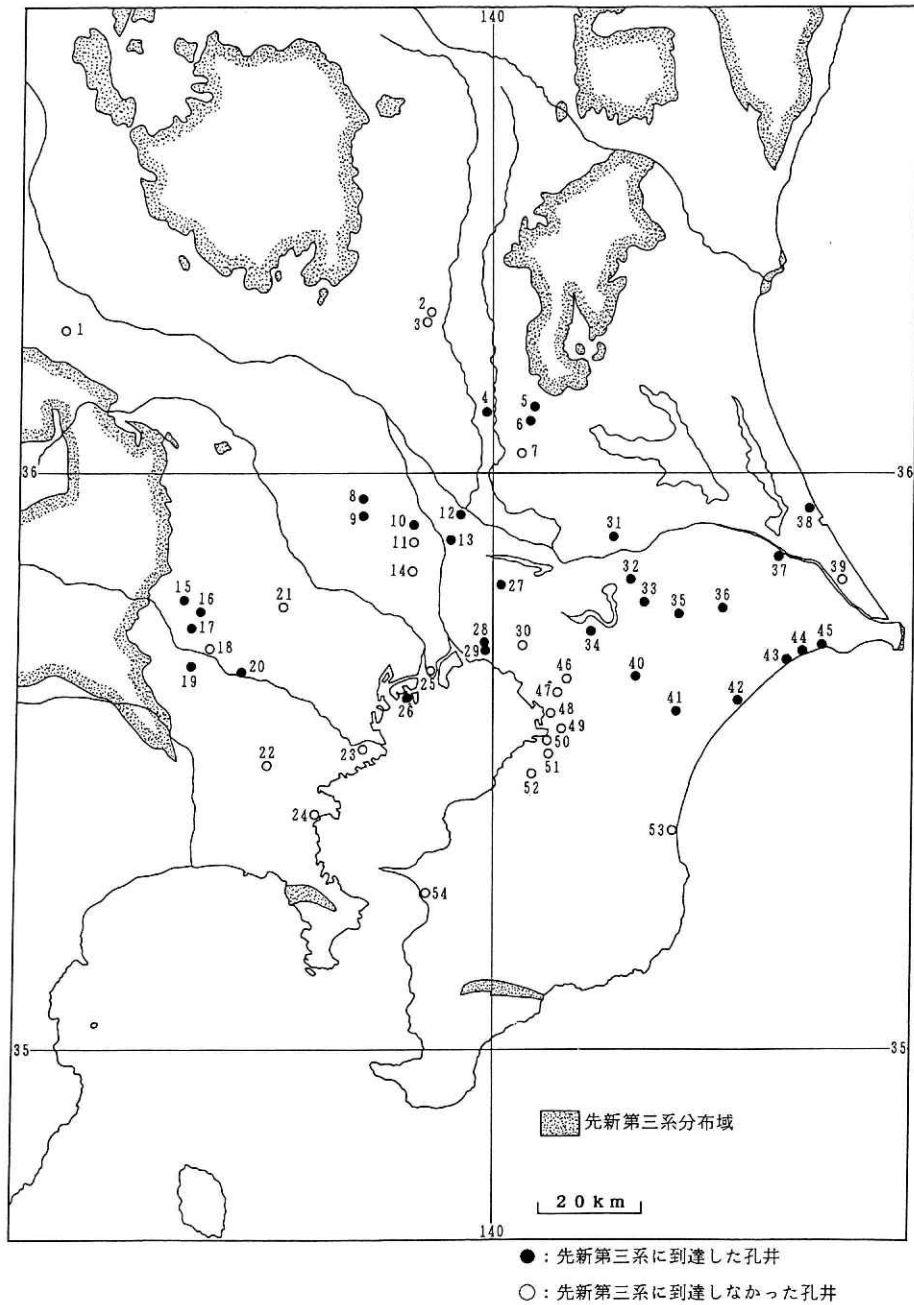


図27 解析に用いた孔井の位置図。番号は表19の番号に対応する。

Fig. 27 Location of the referred wells. Numbers in the figure correspond to these of the Table 19.

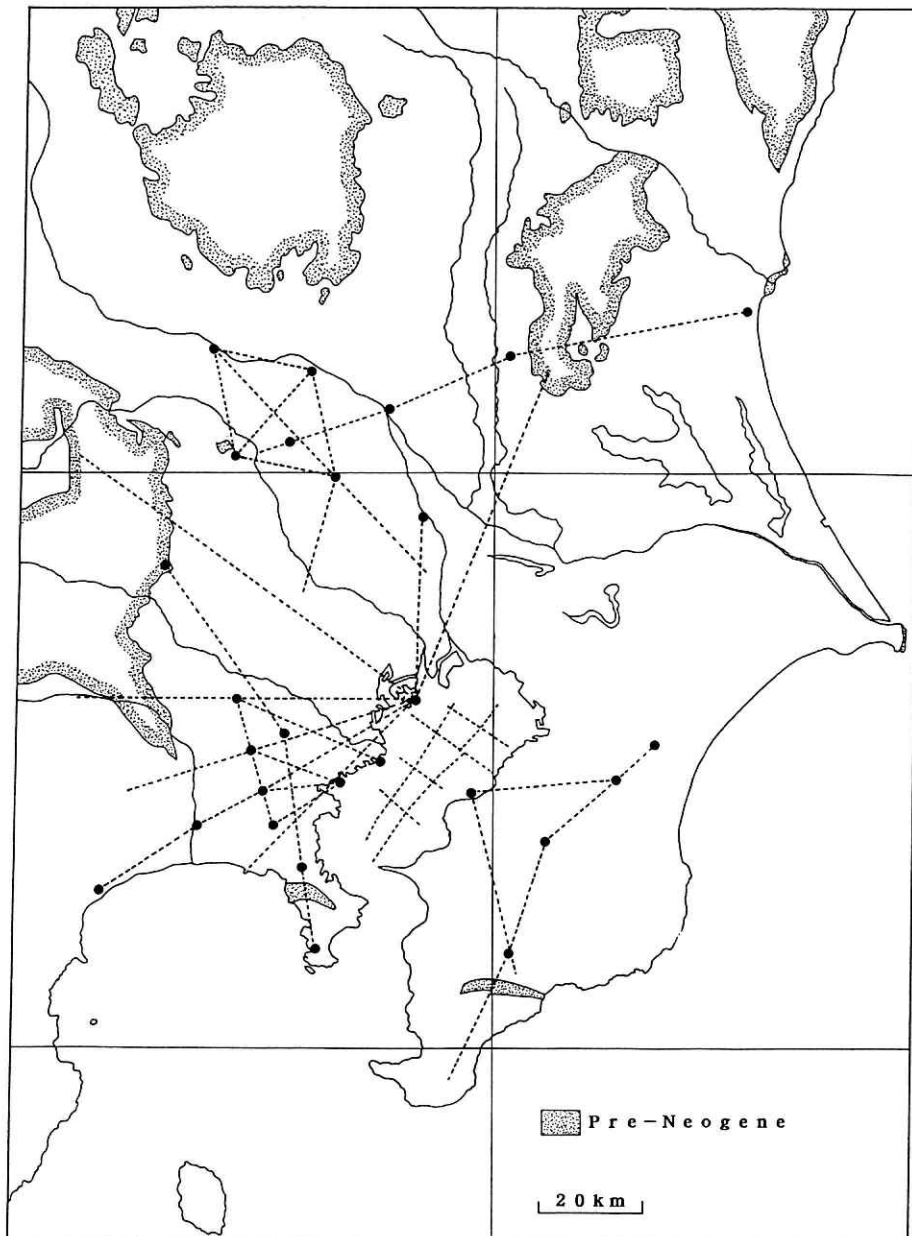


図28 地質構造の推定に用いた探査測線。黒丸は爆破点を示す。引用した文献は以下の通り(長谷川, 1988; 笠原・他, 1976; 加藤, 1984; 額, 1993; Koketsu and Higashi, 1992; 埼玉県, 1992; 瀬尾・小林, 1980; 嶋・他, 1976a; 嶋・他, 1976b; 嶋・他, 1978a; 嶋・他, 1978b; 嶋・他, 1981; 鈴木・他, 1993; 山中・他, 1986; 山中・他, 1988; 山中・他, 1991; 座間・他, 1985)。

Fig. 28 Location of the survey lines which were used estimation of the geological structure. Solid circles indicate the explosion sites. Quoted papers are as follows: Hasegawa, 1988; Kasahara *et al.*, 1976; Kato, 1984; Koketsu, 1993; Koketsu and Higashi, 1992; Saitamaken, 1992; Seo and Kobayashi, 1980; Shima *et al.*, 1976a; Shima *et al.*, 1976b; Shima *et al.*, 1978a; Shima *et al.*, 1978b; Shima *et al.*, 1981; Suzuki *et al.*, 1993; Yamanaka *et al.*, 1986; Yamanaka *et al.*, 1988; Yamanaka *et al.*, 1991; Zama *et al.*, 1985.



ている。そのため、保土ヶ谷井でも上総層群の基底深度は、1400 m程度とすべきものと考えられる。このことに関しては、詳細は稿を改めて報告する予定である。以上のようなことを考慮すると、関東平野における上総層群／三浦層群及び下総層群／上総層群の境界深度に関しては、まだまだ検討の余地があることがわかる。しかし、関東平野の構造を考える上で、これら各地層の深度や層厚の分布を求めることは、最も基礎的な研究課題の一つであるので、上記のような問題があることを承知の上で、現在までの資料によって作成したものが図30以下の図面である。これら図を作成する際、上述の例のように、筆者が変更した方が良いと判断したものは、表19の値にこだわらずに変更を加えている。その具体的な例については、以下の各論に記載してある。また、各孔井間の空白域を埋めるために、6.4に示した基準の下に、図28の屈折法や反

射法による物理探査データから、P波速度や連続性の良い反射面を用いて、地層区分や深度の推定の参考にした。

6.5.2 先新第三系の深度分布

図30は、先新第三系の上面深度を示したものである。房総半島や利根川中流域、東京湾等、孔井データのない地域については、図28に示した屈折法や反射法等の地震探査や重力探査データを参考にして推定した。そのため、それら地域の信頼度は孔井データのある地域に比べて低い。先新第三系上面の起伏は、地表の平坦さと比較して非常に凹凸に富んでいることが特徴である。最深部の深さは房総半島中部等で3500 mを超える値が推定される。また、谷底部は北西側から利根川中流域に沿って埼玉県東部に達し、そこから南に向きを変えて南下し、神奈川県東部に延び、さらに東に向きを変じて房総半島へ続くクランク状の構造を呈している。先新第三系上面の

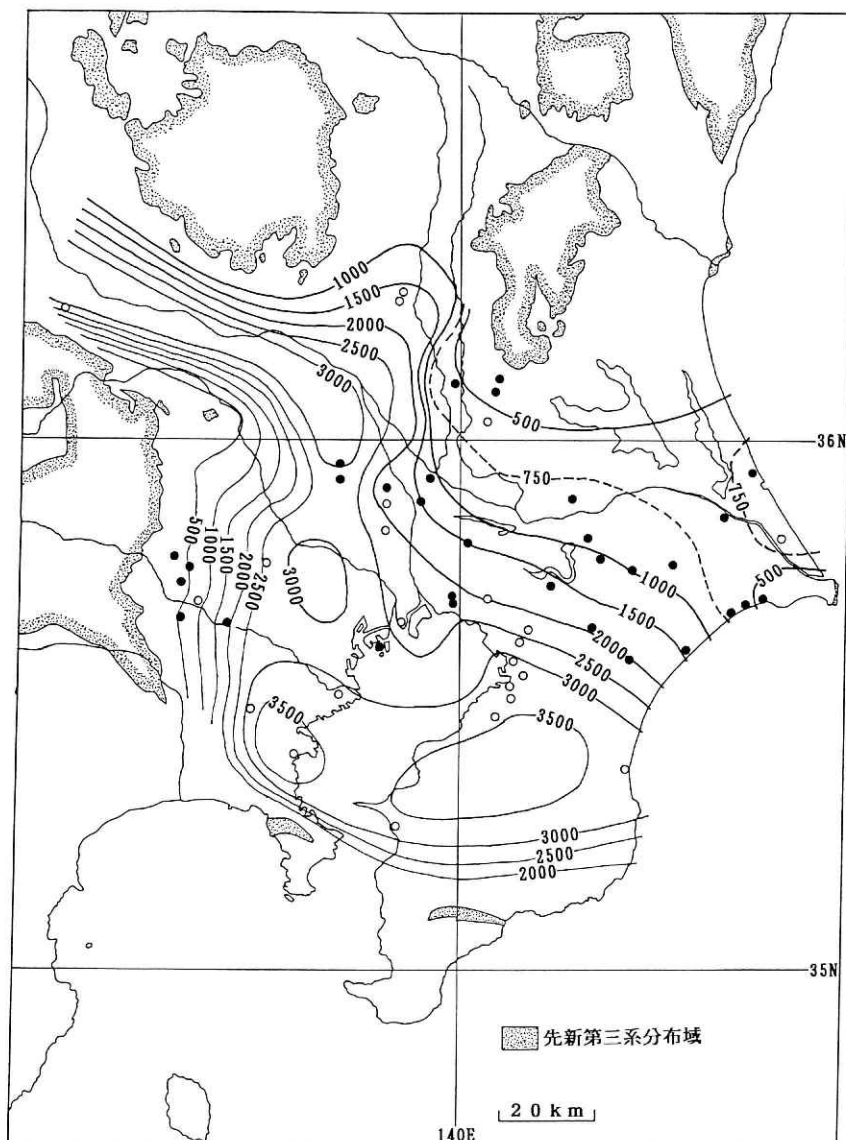


図30 先新第三系上面深度分布。コンター間隔は500m(実線)または250m(破線)。凡例は図27に同じ。

Fig. 30 Depth distribution of the upper boundary of the pre-Neogene Systems. Contour interval is 500m (solid line) or 250m (broken line). Symbols are same as in Fig. 27.

勾配は、利根川中流域で大きく、最大で約 20° の勾配が推定される。三浦半島の付け根付近でも急激な落込みが推定される。筑波山地南西部でも西側に向かう急激な落込みがあるが、これは烏山―菅生沼断層（石井，1962）に当たるものである。この落込みは南側に行くほど不明瞭になる。

図 30 においては、深度分布のコンターは 500 m（一部 250 m）毎に示しているが、孔井データの数や物理探査の精度を考慮すれば、この程度の表示が妥当なものであろう。より細かな深度分布を得るには、なお一層のデータの蓄積が必要である。

6.5.3 三浦層群の層厚分布

図 31 は三浦層群及びその相当層の層厚分布を示す。関東平野においては、房総半島南部、三浦半島北部、利根川中流域等を除いて、先新第三系の上位に三浦層群及び

その相当層が分布するケースが多いので、関東平野中央部では、多くの場合三浦層群の基底と先新第三系の上面が一致することになる。また、三浦層群の上位には、ほとんどすべての地域で上総層群が分布している。そのため、図 31 の作成に当たっては、上記地域を除いて先新第三系上面深度と上総層群基底深度との差を三浦層群の層厚とした。三浦層群と先新第三系との間に他の新第三系（保田層、葉山層等）の存在が推定される地域では、屈折法探査による P 波速度の値が 3.5 km/sec 前後の速度層をそれらの地層と推定して、三浦層群の層厚を求めた。東京湾内に関しては、反射法探査（加藤，1984）による TE 層の分布を参考にして、三浦層群の厚さを求めた。

三浦層群に関しても、関東平野中央部以外は確実なデータが少なく、多くの地域で推測の域を出ていない。図 31 から読み取られる特徴の一つは、先新第三系の深度

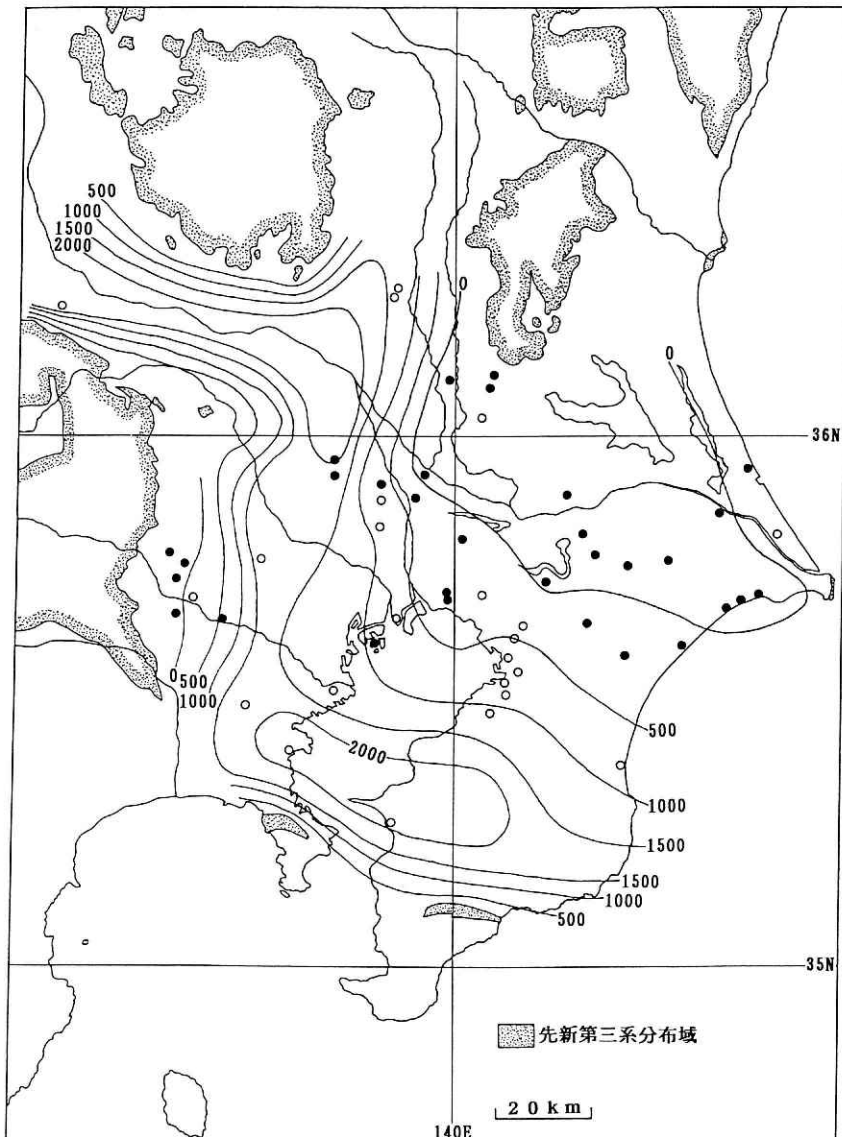


図31 三浦層群層厚分布。コンター間隔は500m、凡例は図27に同じ。

Fig. 31 Thick distribution of the Miura Group. Contour interval is 500m. Symbols are same as in Fig. 27.

分布のパターンと良く類似した層厚分布を示すことである。すなわち、先新第三系の深度が大きな地域では三浦層群の層厚が大きいという傾向が顕著に見られる。このことは、先新第三系の凹凸を三浦層群が埋め立てて行った結果と考えられる。堆積物の構成は、江東井、府中井、下総井の例では、上総層群に比べて全般的にかなり粗粒であり、少なくとも関東平野南西側に関しては浅海環境であったことが推定される。三浦層群の堆積期を通じて、海域は現在の平野部よりもかなり狭かったことは、関東平野北東部に三浦層群相当層が分布せず、陸環境であったことから確かめられる。

6.5.4 上総層群の深度及び層厚分布

図 32 は上総層群の基底深度の分布を示す。本層は三浦層群の基底深度分布とは異なり、東京湾北部や房総北部を中心とする東西に長い盆状の比較的単純な構造を持つ

ており、現在の関東平野の輪郭にほぼ沿う形で形成されている。上総層群の堆積期になって、初めて現在の関東平野全域が堆積場になったことがわかる。利根川中流域に関しては、データがほとんどないので確実なことはわからないが、屈折波探査の結果（埼玉県，1992）を見る限り、深くても 500 m 程度の深度と推定される。上総層群の最深部は東京湾北部沿岸付近の千葉市付近にあると推定され、その深さは 2000 m を越えているが、その付近で上総層群の基底まで達した孔井が無いので、真の深度は不明である。

図 33 は上総層群の層厚分布を示す。上総層群の基底深度から下総層群の基底深度を減じて作成した。但し、後に述べるように、上総層群と下総層群の境界深度については、岩相が類似していることもあって、研究者間でも必ずしも見解が一致していない。そのため、図 33 も暫定

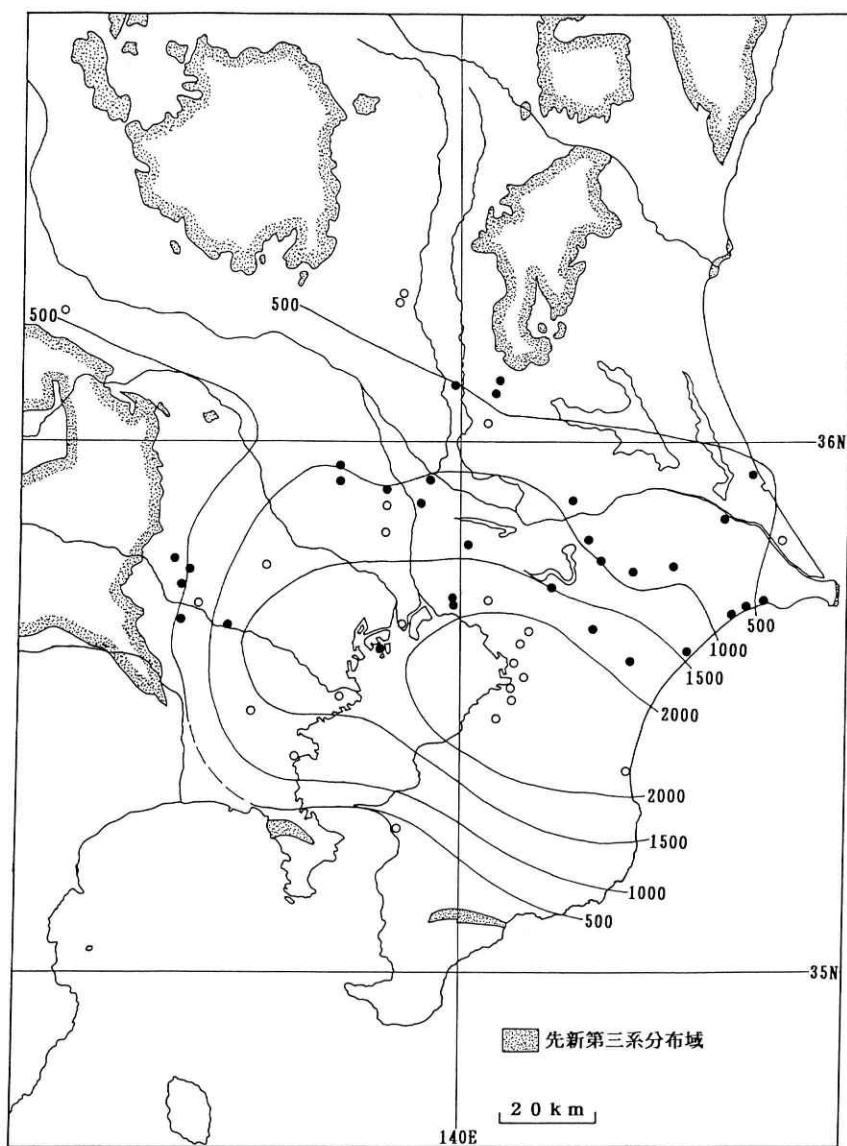


図32 上総層群基底の深度分布。コンター間隔は500m。凡例は図27に同じ。

Fig. 32 Depth distribution of the base of the Kazusa Group. Contour interval is 500m. Symbols are same as in Fig. 27.

的なものと見るべきである。形状は上総層群の基底深度分布と良く類似しており、房総北部を中心とする東西に長い楕円状を呈している。最厚部は房総北部で、2000 m程度と推定される。上総層群はほとんどが海成層とされており、関東平野東側や東京湾周辺部では、砂岩、シルト岩、泥岩やそれらの互層を主体とする深海～半深海成の岩層が多いが、部分的には砂礫を主体とする部分もある(河井, 1961)。多摩丘陵、埼玉東部や関東山地の東側地域になると砂層や砂礫質層が優勢になり、浅海環境の堆積物が主体となる。また、部分的には陸成層と考えられる地層もある(例えば、川島・川井, 1980; 川島・他, 1985; 高野, 1994)。これらの事実から、上総層群の堆積盆は東京湾北部から房総半島北部に中心を持つ東西に長いトラフ状の堆積盆であり、それを徐々に埋め立てながら堆積が進行したことがわかる。最大層厚部は、三浦層

群の最大層厚部である房総中部から北に移動している。上総層群相互の細かな対比については、地表部ではテフラ等を用いた精密な調査が進んでいる(例えば三梨・他, 1979)が、カッティングが主体の孔井試料ではそのような細かな対比は困難であり、今後は石灰質ナノ化石などを用いた生層序の対比を行うことにより、より詳しい地質構造の解析が進展するものと期待される。

6.5.5 下総層群の深度分布

図34は下総層群の基底深度分布を示す。上総層群と下総層群の境界は、カッティングの観察や物理検層からは識別が困難であり、各研究者によってその深度はかなりのバラつきがある。連続コア試料を用いたテフラの同定、微化石による生層序、古地磁気の方位測定等を組み合わせることによって正確な対比を行う必要があるが、そのような解析が行われている例はごく少ない。東京都江戸

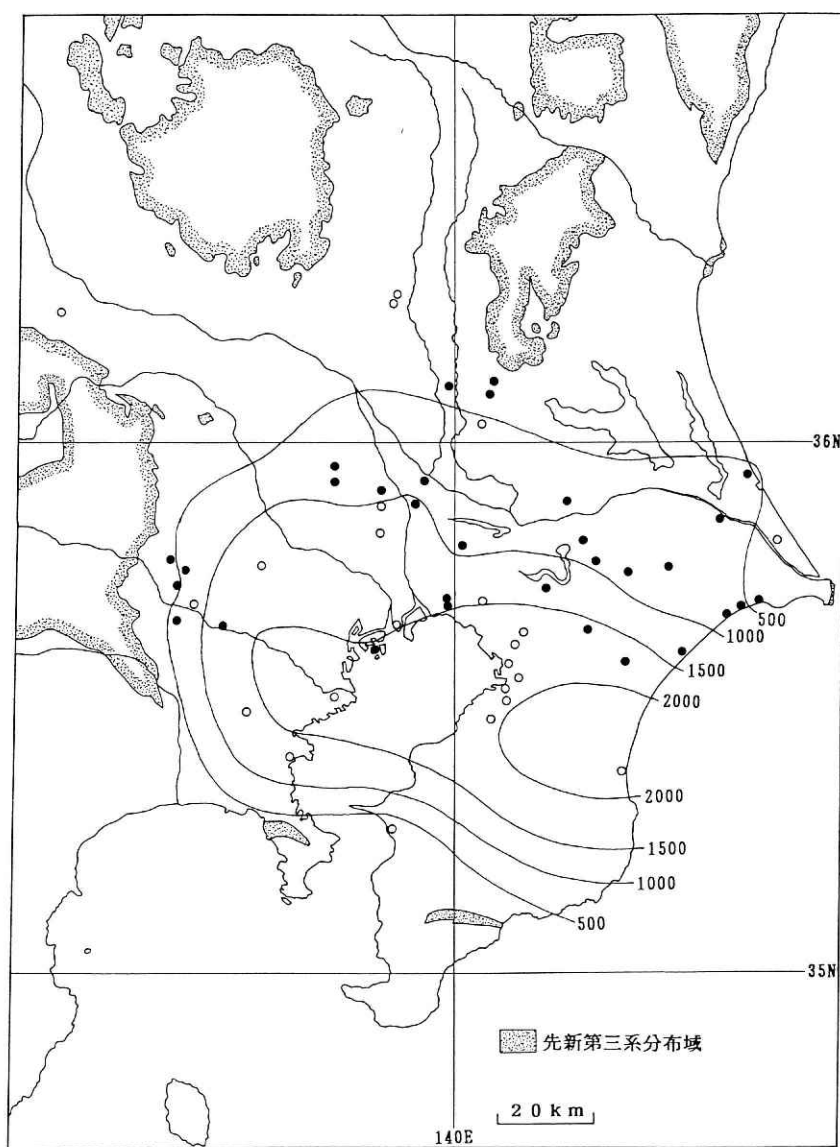


図33 上総層群層厚分布。コンター間隔は500m。凡例は図27に同じ。

Fig. 33 Thick distribution of the Kazusa Group. Contour interval is 500m. Symbols are same as in Fig. 27.

川区内のコア試料において、石灰質ナノ化石と古地磁気による堆積年代の解析によって、従来下総層群とされていた地層が上総層群に改められる例（遠藤・他, 1991）のように、今後本地域の下総層群の基底深度はかなり書き換えられる可能性がある。図 34 は原著者の記載を参考に作成したが、東京湾北部沿岸に関しては、遠藤・他（1991）の結果を参考にしている。下総層群は東京湾奥の千葉県側沿岸部で最も深く、400 m を越える深さが推定される。堆積盆の形状は、北西—南東に長い楕円状を呈しており、房総側では急激にその深さを減じているが、北東側の深さの変化はよりゆるやかである。下総層群の堆積盆の中心は、上総層群に比べてより北側に位置しており、三浦層群以降の堆積中心の北側移動が継続している。また、堆積盆の延長方向も上総層群とは異なっている。

下総層群の岩相は、深さ方向、水平方向とも変化が大きい。堆積環境は浅海から淡水環境まで含んでおり、関東平野が陸化する過程における、気候変化に伴う海退及び海進のサイクルを反映しているものとされている（菊地・他, 1988）。

6.6 先新第三系の構造

先新第三系基盤に達した孔井は、東京湾内では初めてであり、また、江東井は基盤に到達した孔井としては、関東平野の中では成東 R-2 井（図 27 の 41）に次いで南に位置している。そのため、本井は関東平野下の先新第三系の構造に関して、重要なデータを提供するものである。

関東平野下の基盤構造に関しては、大局的には関東山地で見られる西北西—東南東方向に延びる帯状の分布が、そのまま東側の平野部に延長するものと考えられて

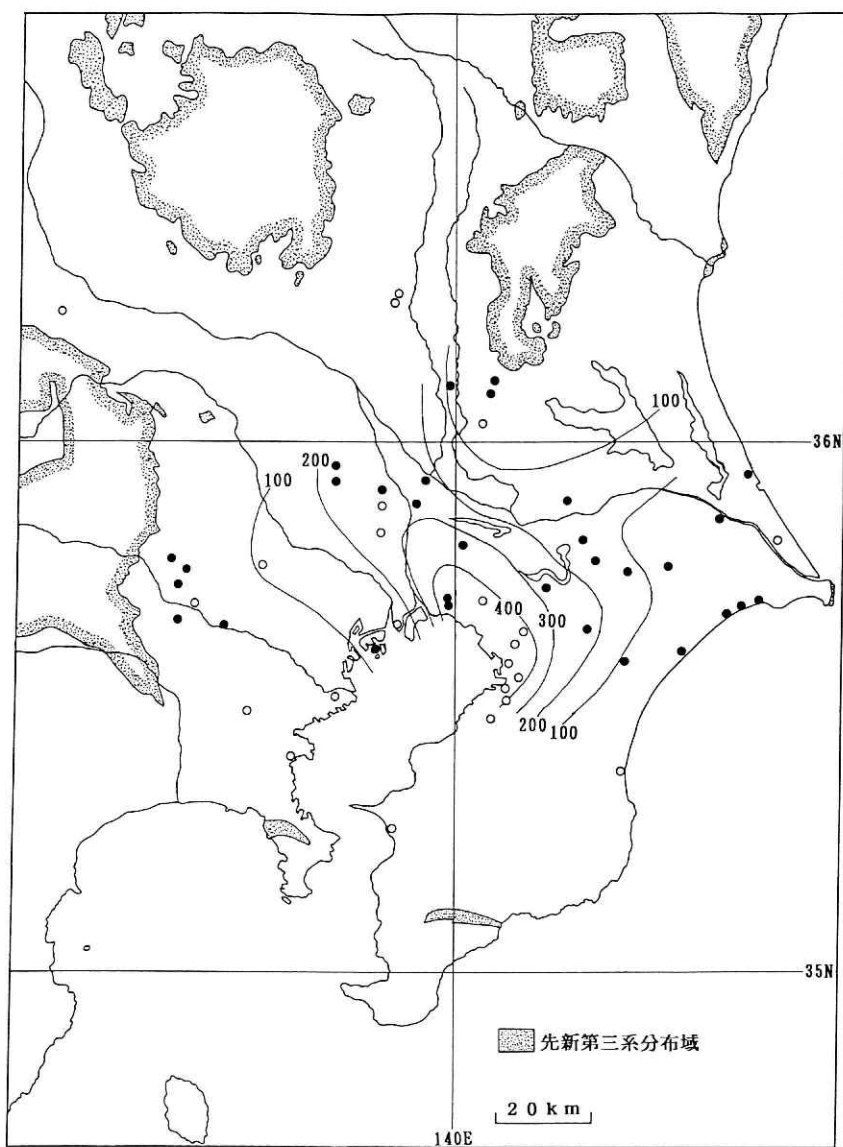


図34 下総層群基底深度分布。コンター間隔は100m。凡例は図27に同じ。

Fig. 34 Depth distribution of the base of the Shimosa Group. Contour interval is 100m. Symbols are same as in Fig. 27.

地、南側は丘陵であり、南北の地表面の高度差は 50 m 前後に達する。上総層群の上面高度を比較しても、多摩川を境とした南北間で 30 m 前後の違いがある（岡・他、1984）。地層の傾斜方向も、多摩丘陵では南東方向が主なのに対して、武蔵野台地では北東方向が卓越しており（新藤、1969）、多摩川を境にした地質構造の違いが見られる。また屈折法地震探査によれば、多摩川付近を境にして北西側と南東側で速度構造が異なっている（笠原・他、1976）。川崎市の東扇島を爆破点とする屈折波探査（山中・他、1988）によれば、爆破点付近を境にして、基盤の P 波速度が北側が 5.5 km/sec、南側が 4.7 km/sec と変化している。そのため、南北間で基盤の性質が異なっていると考えられ、ここに地質境界が存在する可能性が高い。この位置は多摩川の南東側延長部に当る。これらの事実から、多摩川及びその南東側延長部を挟んだ南北の地域で地質や物性の相違があることが推定され、多摩川付近がその境界となっている可能性を示唆する。足立（1994）も、多摩川に平行する構造線の存在を示唆している。これらの事実、秩父帯と四万十帯の境界が多摩川及びその延長部付近に存在する根拠の一つと考えられる。

東京湾内に関しては、反射法地震探査（加藤，1984）が地下深部の構造を推定する重要なデータである。加藤（1984）は、先新第三系と推定される TF 反射層が深さ 2200 ないし 3400 m の間に分布し、南側に向かって深くなっていることを示した。しかし、多摩川の東京湾内延長部に構造線や断層等の存在を示唆するような基盤層の反射構造は得られていない。また、房総半島側でも秩父帯と四万十帯との境界を示すような明かなデータは得られていない。

った、深度 3030 m の江東地
て得られた主な地質学的な成

- から埋土, A 層, B 層, C 層, 対比される。埋土である。A 層は深度 7.6 m 中積層に対比される。A 層はシ細砂とシルトを主とする A₂ 世の有楽町層, A₂ 層は後期更新世に対比される。から 81.3 m まで分布し, 砂礫, 本層は後～中期更新世の下る。1677 m まで分布する。C 層 C₈ 層に細分される。上部及びトを主とし, 砂や礫を挟む。泥を主とし, 砂礫を含む。本世の上総層群に対比される。から 2579 m まで分布する。D 層 D₇ 層の 7 層に細分される。上

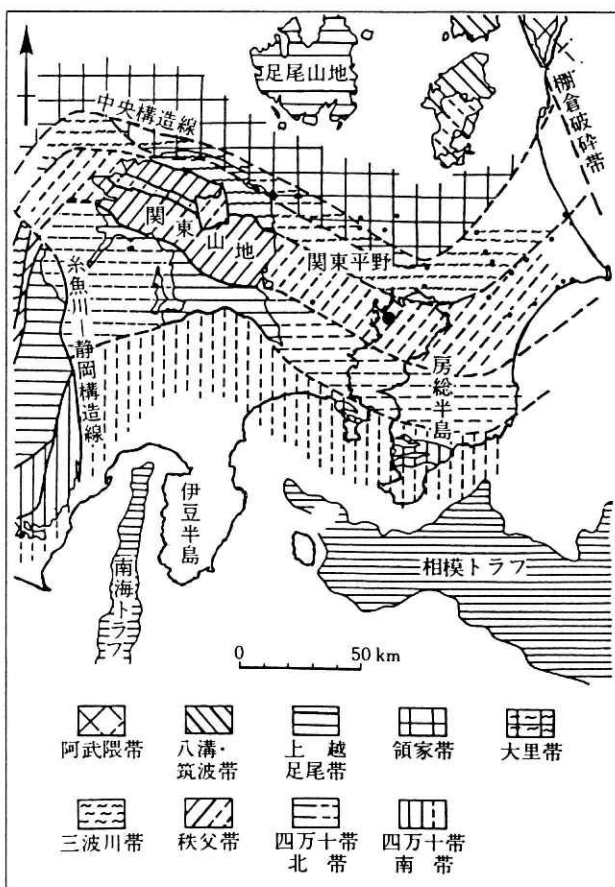


Fig. 35 Geological zoning of the Kanto area by Yazima *et al.*, (1986). Black circle shows the Koto well.

部はシルト岩を主として、凝灰岩を挟む。中部は砂質シルト岩、砂岩及び礫岩を主とする。下部はシルト岩を主体とし、砂岩、礫岩を挟む。基底部は礫岩よりなる。本層は前期鮮新世～中期中新世の三浦層群に対比される。

(6) E層は深度2579 m以下、孔底まで分布する。E層は岩相によりE₁層及びE₂層に細分される。E₁層は硬質砂岩を主として、泥岩及びチャートを挟む。E₂層は硬質砂岩及び泥岩を主として、チャート、塩基性火山岩、凝灰岩を含む。本層は先新第三系の秩父層群に対比される可能性が大きい。

(7) 深度81.3 mから210 mまでは、地質試料や地質対比に有効な物理検層データがないため、詳細は不明であるが、温度検層等の結果から、B層とC層の境界は深度115 m付近になるものと推定される。

(8) 江東井の地質構造は、東京湾北西部で行われた屈折法探査による速度構造と概ね良く調和している。

(9) 江東井の掘削に伴って実施された、物理検層及びコア試験により、多くの地質及び物性に関するデータが得られた。これらは関東平野の地下深部の地質及び物性を解明するための重要な基本的なデータであると考えられる。詳細については本文中に表示または図示した。

(10) 関東平野内の諸孔井の地質及び検層データを相互に比較した結果、同一層序間ではそれらデータ間の相関は極めて良いことがわかった。このことは、物性データから地質構造を推定することが可能であることを示す。

(11) 江東井と首都圏及びその周辺地域の孔井データ、物理探査データを用いて、首都圏地域の地質構造の解析を行い、先新第三系基盤、三浦層群、上総層群、下総層群の深度及び層厚分布を推定し、図示した。

(12) 関東平野の基盤深度は、最深3500 mを越えると推定され、起伏に富んでいる。基盤の起伏は新第三紀の時代以降徐々に埋め立てられ、上総層群の堆積期になって現在の平野全体が堆積場になり、下総層群の時代から再び陸化の傾向となり、現在に至った。また、新第三紀～第四紀の時代を通じて、堆積の中心は関東平野の南部地域から北または北西地域に移動していることが明らかになった。

謝辞

江東観測井の掘削は、建設省関東地方建設局の施工管理、監督のもとに、帝国石油株式会社が工事を担当した。関東地方建設局営繕部、同東京第二営繕工事事務所及び帝国石油掘削部の関係各位に厚く感謝する。掘削用地の取得は、東京都総務局災害対策部、同港湾局及び地元江東区の多大のご理解とご努力によって可能になった。これら関係各位に厚く感謝する。本観測井の建設及び本報告書のまとめに関して、防災科学技術研究所植原茂次所長、萩原幸男前所長(現日本大学文理学部教授)、地震予知研究センター岡田義光センター長、笠原敬司海溝型地震予知研究室長及び小原一成主任研究官のご指導、ご援助、ご教示を戴いた。記して感謝の意を表する。査読者のコメントは論文の改善に役だった。記して感謝する。

参考文献

- 1) 足立久男(1994): 五日市—多摩川帯について, 地質学雑誌, **100**, 249-262.
- 2) 足立久男・小玉喜三郎・天野一男(1986): 第2章新第三系, 日本の地質3, 関東地方, 78-81, 共立出版.
- 3) Blow, W. H. (1969): Late middle Eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy, Proc. 1st international conf. plankto. microfossils, Geneva, 1967, No. 1, 197-422.
- 4) 遠藤秀典・上嶋正人・山崎俊嗣・高山俊昭(1991): 東京都江戸川区GS-ED-1 ボーリングコアの古地磁気・石灰質ナノ化石層序, 地質学雑誌, **97**, 419-430.
- 5) 遠藤 毅(1978): 東京都付近の地下に分布する第四系の層序と地質構造, 地質学雑誌, **84**, 505-520.
- 6) 遠藤 毅・川島真一・河合将文(1978): 立川市付近の地下地質, 昭和47年度東京都土木技術研究所年報, 367-377.
- 7) 福田 理(1962): 春日部層序試錐(予報)—坑井地質を中心として一, 地質ニュース, **100**, 100, 1-16.
- 8) 福田 理(1964): 藤岡層序試錐(予報)—孔井地質を中心として一, 地質ニュース, **114**, 1-10.
- 9) 福田 理(1979): 共水性ガスとその鉱床(その3), 地質ニュース, **299**, 6-17.
- 10) 福田 理・高橋 博・大八木規夫・鈴木宏芳(1974): 坑井地質にみる関東平野の基盤, 地質ニュース, **234**, 8-17.
- 11) 福田 理・垣見俊弘・河内英幸・高木慎一郎・田中信一(1976): 川崎地区水位水質観測井について(その1坑井編①), 地質ニュース, **259**, 1-14.
- 12) 福田 理・永田松三・鈴木宏芳(1988): 関東平野の地下地質と地層流体, 地質学論集, **31**, 5-40.
- 13) 長谷川功(1988): 地震探査から見た関東平野の基盤構造, 地質学論集, **31**, 41-56.
- 14) 長谷川四郎・秋元和実・北里 洋・的場保望(1989): 底生有孔虫にもとづく日本の後期新生代古水深指標, 地質学論集, **32**, 241-253.
- 15) 樋口 雄(1964): 千葉県ガス田地域における微化石層位学的研究, 東北大学理学部地質古生物学教室邦文報告, **61**, 1-48.
- 16) 樋口 雄・斉藤 浩(1965): 千葉県ガス田地域西部における微化石相に関する考察, 石油技術協会誌, **30**, 261-268.
- 17) 星野一男・渡辺浩平・八田敏行・釜井俊孝(1992): 東京湾岸地域の深部軟岩層の地質・物性断面, 第24回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集, 479-433.
- 18) 池田隆司・塚原弘昭(1987): 関東・東海地域における水圧破壊法による地殻応力の測定—茨城県石下町, 山梨県芦川村一, 地震予知連絡会会報, **37**, 179-183.
- 19) 石井基裕(1962): 関東平野の基盤, 石油技術協会誌, **27**, 615-640.
- 20) 石和田靖章・樋口 雄・菊池良樹(1962): 南関東ガス田の微化石層序, 石油技術協会誌, **27**, 68-77.
- 21) 石和田靖章・三梨 昂(1965): 大佐和層序試錐, 地質

- ニュース, 133, 2-4.
- 22) 蟹江康光・岡田尚武・笹原由紀・田中浩紀(1991): 三浦・房総半島新第三紀三浦層群の石灰質ナノ化石年代および対比, 地質学雑誌, 97, 135-155.
- 23) 笠原敬司・鈴木宏芳・高橋 博(1976): 東京西部地区基盤調査について(2), 昭和 51 年度地震学会講演予稿集, 2, 139.
- 24) 加藤 茂(1984): 東京湾におけるマルチチャンネル反射法音波探査, 水路部研究報告, 19, 1-57.
- 25) 河井興三(1961): 南関東ガス田地帯についての鉱床地質学的研究, 石油技術協会誌, 26, 212-266.
- 26) 川島真一・遠藤 毅(1972): 武蔵野台地北部の深層地質について, 昭和 47 年度東京都土木技術研究所年報, 101-115.
- 27) 川島真一・河合将文(1980): 武蔵村山市付近の地下地質, 昭和 55 年度東京都土木技術研究所年報, 225-234.
- 28) 川島真一・河合将文・遠藤 毅・石井 求(1984): 八王子市付近の水文地質, 昭和 59 年度東京都土木技術研究所年報, 261-270.
- 29) 川島真一・河合将文・遠藤 毅・石井 求(1985): 瑞穂町付近の水文地質, 昭和 60 年度東京都土木技術研究所年報, 275-283.
- 30) 川島真一・河合将文・遠藤 毅・石井 求(1990): 武蔵野台地西部の水文地質, 平成 2 年度東京都土木技術研究所年報, 249-258.
- 31) 城戸秀夫(1964): 埼玉県松伏 SK-1 号井の地質及び関東中部の一地質断面について, 石油技術協会誌, 29, 191.
- 32) 菊地隆男・楡井 久・楠田 隆(1988): 上総・下総両層群の層序に関する 2・3 の問題, 地質学論集, 30, 51-65.
- 33) 菊池良樹(1962): 横浜市保土ヶ谷地区の地下微化石層序, 石油技術協会誌, 27, 192-197.
- 34) 菊池良樹(1963): 房総半島における上総層群の微化石層序, 石油技術協会誌, 28, 120-125.
- 35) 菊池良樹(1964): 南関東の新第三系および第四系の微化石層位学的研究, 東北大学理学部地質古生物学教室邦文報告, 59, 1-36.
- 36) 額田一起(1993): 基盤構造の探査, 地震 2, 46, 351-370.
- 37) Koketu, K. and S. Higashi (1992): Three-dimensional topography of the sediment/base ment interface in the Tokyo metropolitan area, central Japan, Bull. Seismo. Soc. Am., 82, 2328-2349.
- 38) Martini, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplanktonic zonation, in Farinacci, A. (Ed.). Proc. 2nd int. conf. planktonic microfossils, Roma, 2, 739-785.
- 39) 三梨 昂・菊地隆男・鈴木尉元・平山次郎・中嶋輝充・岡 重文・小玉喜三郎・堀口万吉・桂島 茂・宮下美知夫・矢崎清貫・影山邦夫・那須紀幸・加賀美英雄・本座英一・木村政昭・楡井 久・樋口茂生・原 雄・古野邦雄・遠藤 毅・川島真一・青木 滋(1979): 特殊地域図(20), 東京湾とその周辺地域の地質, 一10 万分の 1一, 同説明書, 地質調査所.
- 40) 三梨 昂・山内靖喜(1988): 上総層群の堆積盆の形成機構, 地質学論集, 30, 67-75.
- 41) 宮下 治(1986): 多摩丘陵地域における上総層群の花粉群集, 地質学雑誌, 92, 517-524.
- 42) 楡井 久・樋口茂生・原 雄・石井 皓・白井常之・古野邦雄・真鍋健一・立石雅昭(1972): 船橋市地域の地下地質と地盤沈下観測井, 千葉県公害研究所研究報告, 1, 47-74.
- 43) 楡井 久・樋口茂生・原 雄・古野邦雄(1975): 東京湾東岸地下における上総層群中の不整合現象について, 地質学雑誌, 81, 559-565.
- 44) Oda, M. (1977): Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the late Cenozoic sedimentary sequence, central Japan, Tohoku Univ. Sci. Rep., 2nd Ser. (Geol.), No. 1. 1-72.
- 45) 岡 重文・菊地隆男・桂島 茂(1984): 東京西南部地域の地質, 地域地質研究報告(5 万分の 1 図幅), 148pp., 地質調査所.
- 46) Okada, H. and Bukry, D. (1980): Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation, Marine Micropaleontology, 5, 321-325.
- 47) 大西郁夫(1969): 房総半島・上総層群の花粉フロラ, 地球科学, 23, 236-242.
- 48) 埼玉県(1992): 大規模地震被害想定調査報告書.
- 49) 瀬尾和大・小林啓美(1980): 人工地震による首都圏南西部の地下深部探査一夢の島一江ノ島測線の地下構造一, 地震 2, 33, 23-36.
- 50) 嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・吉井敏尅・一ノ瀬洋一郎・瀬尾和大・山崎謙介・大保直人・山本喜俊・小口雄康・長能正武(1976 a): 東京の基盤構造, 地震研究所彙報, 51, 1-11.
- 51) 嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・瀬尾和大・山崎謙介(1976 b): 東京の基盤構造その 2, 地震研究所彙報, 51, 45-61.
- 52) 嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・吉井敏尅・瀬尾和大・黒羽公明(1978 a): 東京の基盤構造その 3, 地震研究所彙報, 53, 305-318.
- 53) 嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・吉井敏尅・大保直人・星野 務・長能正武(1978 b): 東京の基盤構造その 4, 地震研究所彙報, 53, 1245-1255.
- 54) 嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・瀬尾和大(1981): 東京の基盤構造その 5, 地震研究所彙報, 56, 265-276.
- 55) 清水恵助(1984): 東京港地区における自然地盤ならびに埋立地盤の地質工学的研究, 東京工業大学博士論文, 240pp.
- 56) 新藤静夫(1967): 武蔵野台地の地下地質, 地学雑誌, 78, 449-470.
- 57) 須藤能光(1967): 日本における油田・ガス田塩水の地球化学的研究, 石油技術協会誌, 32, 286-296.
- 58) 杉崎隆一・吉本泰介・加藤喜久雄・杉浦 孜(1963): 南関東ガス田の地球化学的考察, とくにガス成分と鉱床の存在状態との関連について, 地質学雑誌, 69, 67-81.

- 59) 鈴木宏芳(1991): 関東平野南西部の浅発地震活動と地殻構造, 地震学会講演予行集, **2**, 17.
- 60) 鈴木宏芳(1994): 関東平野の中深度ボーリングと地質構造(予報), 日本地質学会第 101 年学術大会講演要旨, 50.
- 61) 鈴木宏芳・池田隆司・御小柴正・木下繁夫・佐藤春夫・高橋 博(1981): 関東・東海地域における孔井検層資料集, 防災科学技術研究資料, **65**, 1-162.
- 62) 鈴木宏芳・高橋 博・福田 理(1983): 下総深層地殻活動観測井の作井と坑井地質, 国立防災科学技術センター研究速報, **48**, 1-61.
- 63) 鈴木宏芳・高橋 博(1985): 府中地殻活動観測井の作井と坑井地質, 国立防災科学技術センター研究速報, **64**, 1-84.
- 64) 鈴木宏芳・広部良輔・渡辺 健(1993): 人工地震による神奈川県東部地域の地下構造調査, 防災科学技術研究所研究報告, **51**, 23-40.
- 65) 首都圏基盤構造研究グループ(1989): 夢の島人工地震実験資料集, 277pp.
- 66) 高橋 博(1982): 深層観測によって明らかにされた関東地方の微小地震活動の特性について, 国立防災科学技術センター研究報告, **28**, 1-104.
- 67) 高橋 博・福田 理・鈴木宏芳・田中耕平(1983): 岩槻深層地殻活動観測井の作井と坑井地質, 国立防災科学技術センター研究速報, **47**, 1-113.
- 68) 高野繁昭(1994): 多摩丘陵の下部更新統上総層群の層序, 地質学雑誌, **100**, 675-691.
- 69) 帝国石油(1974): 国土地理院地殻活動観測井掘削報告書.
- 70) 帝国石油(1992): 防災科研地殻活動観測井さく井工事報告書, 建設省関東地方建設局東京第二営繕工事事務所.
- 71) 東京都港湾局(1972): 東京港地盤図(1)—地質地盤図編一.
- 72) 東京都港湾局(1995): 東京臨海副都心区域付近の地下地質, 175pp.
- 73) 塚原弘昭・池田隆司(1986): 関東・東海地域における水压破壊法による地殻応力の推定—茨城県鹿島郡波崎町, 千葉県安房郡千倉町一, 地震予知連絡会会報, **35**, 193-196.
- 74) 塚原弘昭・池田隆司(1987): 水压破壊法による地殻応力測定—山梨県都留市・茨城県筑波での測定一, 地震学会講演予稿集, **2**, 107.
- 75) 塚原弘昭・池田隆司・高橋 博(1983): 水压破壊法による地殻応力測定—山梨県都留市および茨城県筑波での測定一, 地震学会予稿集, **2**, 107.
- 76) 鶴田均二(1965): 関東北部における中新統中の不整合と天然ガス徴候, 石油学会誌, **8**, 102-105.
- 77) 矢島敏彦・吉田 尚・鈴木尉元・楡井 久(1986): 関東平野の先新第三系基盤, 日本の地質 **3**, 関東地方, 76-78, 共立出版.
- 78) 山中浩明・瀬尾和大・佐間野隆憲・翠川三郎(1986): 人工地震による首都圏南西部の地下深部探査(2)—黒川—岡津測線および長津田測線の地下構造一, 地震 **2**, **39**, 607-620.
- 79) 山中浩明・瀬尾和大・佐間野隆憲・翠川三郎・嶋 悦三・柳沢馬住(1988): 人工地震による首都圏南西部の地下深部探査(3)—1983, 1984 年度に実施された人工地震のデータの総合的解析一, 地震 **2**, **41**, 527-539.
- 80) 山中浩明・瀬尾和大・佐間野隆憲(1991): 人工地震による首都圏南西部の地下深部探査(4)—横浜市舞岡発破および大黒発破による人工地震波の解析一, 地震 **2**, **44**, 9-20.
- 81) 座間信作・柳沢馬住・嶋 悦三(1985): 千葉県中部の地下構造(2)—簡単な走時計算法とその適用一, 地震学会講演予稿集, **2**, 150.

(原稿受理: 1995 年 9 月 14 日)